

ҚАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ БІЛІМ ЖӘНЕ ҒЫЛЫМ МИНИСТРЛІГІ

Қ.И.Сәтбаев атындағы Қазақ ұлттық техникалық зерттеу университеті

Қ.Тұрысов атындағы Геология және мұнай-газ ісі институты

Геофизика кафедрасы

Телагисов А. Д., Мұсабек М. М., Оңайбек Н. Б., Дуйсенова Д. А.

Тақырыбы: «Оңтүстік Қазақстанда аймақтық геологиялық міндеттерді шешу кезіндегі кешенді геофизикалық зерттеулер»

ДИПЛОМДЫҚ ЖҰМЫС

5B070600 – «Геология және пайдалы қазба кенорындарын барлау» мамандығы

Алматы 2019

ҚАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ БІЛІМ ЖӘНЕ ҒЫЛЫМ МИНИСТРЛІГІ

Қ.И.Сәтбаев атындағы Қазақ ұлттық техникалық зерттеу университеті

Қ.Тұрысов атындағы Геология және мұнай-газ ісі институты

Геофизика кафедрасы

ҚОРҒАУҒА РҰҚСАТ
Геофизика кафедрасының
меңгерушісі,
геология-минералогия
ғылымдарының докторы,
профессор



А.Е. Абетов

«20» 05 2019 ж.

ДИПЛОМДЫҚ ЖҰМЫС

Тақырыбы: «Оңтүстік Қазақстанда аймақтық геологиялық міндеттерді шешу кезіндегі кешенді геофизикалық зерттеулер»

5В070600 – «Геология және пайдалы қазба кенорнындарын барлау» мамандығы

Орындаған

Телагисов А. Д., Мұсабек М. М.,
Оңайбек Н. Б., Дуйсенова Д. А.

Ғылыми жетекші,
Ассоциированный профессор,

Т. К. Жылкыбаев

«20» 05 2019ж.

Алматы 2019

ҚАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ БІЛІМ ЖӘНЕ ҒЫЛЫМ МИНИСТРЛІГІ

Қ.И.Сәтбаев атындағы Қазақ ұлттық техникалық зерттеу университеті

Қ.Тұрысов атындағы Геология және мұнай-газ ісі институты

Геофизика кафедрасы

БЕКІТЕМІН

Геофизика кафедрасының
меңгерушісі,
геология-минералогия
ғылымдарының докторы,
профессор

 А.Е. Абетов
« 20 » _____ 2019 ж.

**Дипломдық жұмысты орындауға
ТАПСЫРМА**

Білім алушылар: Телагисов А.Д., Мұсабек М.М., Оңайбек Н.Б., Дуйсенова Д.А.
Тақырыбы: «Оңтүстік Қазақстанда аймақтық геологиялық міндеттерді шешу кезіндегі кешенді геофизикалық зерттеулер»

Университеттің № 1168-б «17» қазан 2018 ж. бұйрығымен бекітілген.

Орындалған жұмысты өткізу мерзімі «15» мамыр 2019 ж.

Дипломдық жұмыстың бастапқы мәліметтері: Диплом алды практикада жиналған сызба және жазба материалдары.

Дипломдық жұмыстың қысқаша мазмұны:

- а) Қазақстандағы терең геологиялық құрылымды зерттеу кезіндегі геофизикалық зерттеулердің рөлі;*
- б) Зерттеу нысанының сипаттамасы;*
- в) Оңтүстік Балхаш маңының тереңдік құрылымын зерттеу кезіндегі кешенді геофизикалық зерттеулер әдістемесі;*
- г) Геофизикалық өрістердің сипаттамасы;*
- д) Зерттеу нәтижелері.*

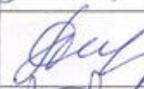
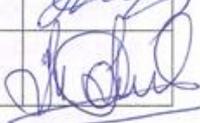
Графикалық материалдар тізімі: жұмыс презентациясының 50 бет слайдтары ұсынылған.

Ұсынылатын негізгі әдебиеттердің 20 атаулары бар.

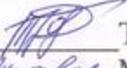
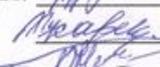
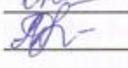
Дипломдық жұмысты даярлау
ГРАФИГІ

Бөлім атаулары, дайындалатын сұрақтардың тізімі	Ғылыми жетекшіге, кеңесшілерге өткізу мерзімі	Ескерту
Қазақстандағы терең геологиялық құрылымды зерттеу кезіндегі геофизикалық зерттеулердің рөлі	18.03.19ж.- 25.03.19ж.	
Зерттеу нысанының сипаттамасы	25.03.19ж.- 01.04.19ж.	
Оңтүстік Балхаш маңының тереңдік құрылымын зерттеу кезіндегі кешенді геофизикалық зерттеулер әдістемесі	01.04.19ж.- 08.04.19ж.	
Геофизикалық өрістердің сипаттамасы	08.04.19ж.-15.04.19ж.	
Зерттеу нәтижелері	15.04.19ж.-22.04.19ж.	

Аяқталған дипломдық жұмыстың және оларға қатысты диплом жұмысының
бөлімдерінің кеңесшілерінің және қалып бақылаушының
Қолтаңбалары

Бөлімдер атауы	Ғылыми жетекші, кеңесшілер (аты- жөні, тегі, ғылыми дәрежесі, атағы)	Қолтаңба қойылған мерзімі	Қолы
Қазақстандағы терең геологиялық құрылымды зерттеу кезіндегі геофизикалық зерттеулердің рөлі	С.А.Истекова профессор	20.05.19ж	
Зерттеу нысанының сипаттамасы	С.А.Истекова профессор	20.05.19ж	
Оңтүстік Балхаш маңының тереңдік құрылымын зерттеу кезіндегі кешенді геофизикалық зерттеулер әдістемесі	З.Н.Аблесенова тьютор	20.05.19ж	
Геофизикалық өрістердің сипаттамасы	З.Н.Аблесенова тьютор	20.05.19ж	
Зерттеу нәтижелері	З.Н.Аблесенова тьютор	20.05.19ж	
Қалып бақылаушы	М.М.Әлиакбар ассистент	20.05.19ж	

Ғылыми жетекші  Т. К.Жылкыбаев

Тапсырманы білім алушылар орындауға қабылдады:  Телагисов А.Д.
 Мұсабек М.М.
 Онайбек Н.Б.
 Дуйсенова Д.А.

Күні

«22» мамыр 2019 ж.

АНДАТПА

Дипломдық жұмыста Оңтүстік Қазақстандағы геологиялық-геофизикалық деректерді зерттеу нәтижелеріне талдау жүргізілді. Өңірлік сейсмикалық зерттеулерді, гравиметриялық және магнитометриялық деректерді талдау және қорыту негізінде, электрбарлау деректерімен кешенде тереңдік құрылыстың сызбалары мен тереңдік геологиялық-геофизикалық қималар салынды.

Авторлардың айтуынша, тірек сейсмикалық профильдер бойынша жүргізілген, тығыздық қималарына қайта есептелген және қазіргі заманғы компьютерлік технологияларды пайдалана отырып, тура және кері есептерді шешу негізінде нақты байқалған гравий -, магнит - және электрметриялық деректермен түзетілген геофизикалық әдістердің интерпретациясы аймақтың геологиялық құрылымын нақтылауға, жасырын тереңдік құрылымдар мен магнитті кешендерді анықтауға, анықталған тереңдік құрылымдардың металлогениялық аймақтармен кеңістіктік және генетикалық байланысын орнатуға мүмкіндік берді.

АННОТАЦИЯ

В дипломной работе проведен анализ результатов исследований геолого-геофизических данных в Южном Казахстане. На основе анализа и обобщения региональных сейсмических исследований, гравиметрических и магнитометрических данных, в комплексе с данными электроразведки построены схемы глубинного строения и глубинные геолого-геофизические разрезы.

Авторами показано, что интерпретация геофизических методов проведенная по опорным сейсмическим профилям, пересчитанные в плотностные разрезы и скорректированные с фактически наблюдаемыми грави, магнито и электрметрическими данными на основе решения прямых и обратных задач с использованием современных компьютерных технологий, позволила уточнить геологическое строение региона, выявить скрытые глубинные структуры и магматические комплексы, установить пространственную и генетическую связь выявленных глубинных структур с металлогеническими зонами.

ANNOTATION

The thesis analyzes the results of research of geological and geophysical data in southern Kazakhstan. Based on the analysis and generalization of regional seismic studies, gravimetric and magnetometric data, in conjunction with the electrical data, deep structure schemes and deep geological and geophysical sections are constructed.

The authors show that the interpretation of geophysical methods carried out by reference seismic profiles, converted into density sections and corrected with actually observed gravity, magnetic and electrometric data based on the solution of direct and inverse problems using modern computer technology, allowed to clarify the geological structure of the region, to identify hidden deep structures and magmatic complexes, to establish spatial and genetic relationship of the identified deep structures with metallogenic zones.

СОДЕРЖАНИЕ

	Введение	9
1	Роль геофизических исследований при изучении глубинного геологического строения в Казахстане	11
2	Характеристика объекта исследований	14
	2.1 Геолого-геофизическая изученность района	14
	2.1.1 Геологическая изученность	14
	2.1.2 Геофизическая изученность	16
	2.2 Геологическое строение района	19
	2.3 Физические свойства горных пород	24
3	Методика комплексных геофизических исследований при изучении глубинного строения Южного Прибалхашья	26
	3.1 Основные методические принципы исследований	26
	3.2 Петрофизические исследования	27
	3.3 Сейсмические исследования	33
	3.4 Геоэлектрические исследования	35
	3.5 Гравиметрические исследования	40
	3.6 Магнитометрические исследования	48
4	Характеристика геофизических полей	54
	4.1 Результаты петрофизических исследований района	54
	4.2 Характеристика гравитационного поля	62
	4.3 Характеристика магнитного поля	68
	4.4 Анализ структурно-скоростных разрезов	71
5	Результаты исследований	80
	5.1 Количественная интерпретация аномалий	80
	5.2 Модели глубинного строения по линиям региональных сейсмических профилей	86
	5.2.1 Профиль «Туркестанский»	87
	5.2.2 Модель глубинного строения по профилю «Кентерлауский»	91
	5.2.3 Сейсмический профиль «Иссыкский»	92
	5.2.4 Модель тектоносферы по сейсмологическому профилю «Восточный»	95
	Заключение	98
	Список использованной литературы	100

КІРІСПЕ

Дипломдық жұмыстың тақырыбы: «Оңтүстік Қазақстанда аймақтық геологиялық міндеттерді шешу кезіндегі кешенді геофизикалық зерттеулер»

Зерттеудің мақсаты Оңтүстік Қазақстандағы жер қыртысының тереңдік құрылысын зерттеу үшін геофизикалық зерттеулердің мүмкіндігін бағалау болып табылады

Зерттеудің негізгі міндеттері:

– бастапқы геологиялық-геофизикалық деректерді зерттеу және талдау жағдайына шолу;

– ауданның геологиялық құрылысын зерттеу үшін сейсмосбарлау әдісін қолдану мүмкіндігін бағалау;

– ауданның геологиялық құрылысын зерттеу үшін гравимбарлауды қолдану мүмкіндігін бағалау;

– ауданның геологиялық құрылымын зерттеу үшін магниттік барлауды қолдану мүмкіндігін бағалау;

– ауданның геологиялық құрылысын зерттеу кезіндегі петрофизикалық зерттеулер;

– геофизикалық өрістер әдістерін кешенді интерпретациялау нәтижелерін талдау;

Қазіргі уақытта пайдалы қазбалар кен орындарының жаңа ашылуы тек кен белдеулерін қалыптастыратын Жер қыртысындағы кендік процестердің дамуының негізгі заңдылықтарын тану, сондай-ақ тереңдік құрылымдарда кенденудің критериларын анықтау негізінде ғана мүмкін болады. Сондықтан, жер қыртысының терең құрылысын және онымен байланысты металлогенияны зерттеу өте өзекті.

Зерттеу әдістемесі. Геологиялық-геофизикалық деректерді кешенді интерпретациялауды талдау геофизикалық зерттеулердің нәтижелері бойынша, бірінші кезекте оңтүстік Балқаш маңы аумағында гравимагнитобарлаумен, электрбарлаумен және қиманы көлемді үлгілеумен бірге сейсмикалық деректерді интерпретациялау негізінде жүргізілді.

Нақты материал. Дипломдық жұмыс Қ. И. Сатпаев атындағы геология институтында диплом алды практикадан өту барысында жиналған материалдар негізінде құрастырылған. Дипломдық жұмысты дайындау барысында әдеби мәліметтер мен интернет ақпараты қолданылды. Өткен жылдардағы жарияланған және қол жетімді қор материалдары мен жаңа геологиялық-геофизикалық материалдар кеңінен қолданыды.

Зерттеу нәтижелері. Авторлар Оңтүстік Қазақстанның терең құрылысын зерттеу үшін аймақтық геофизикалық зерттеулерді қолдану мүмкіндігіне талдау және бағалау жүргізді. Талдау геологиялық-геофизикалық ақпарат және геофизикалық деректерді өңдеу мен интерпретациялаудың алдыңғы қатарлы компьютерленген жүйелерін кеңінен қолдану құрылымдық құрылыстардың дәлдігін арттыруға, тереңдік құрылымдар мен магмалық кешендерді зерттеуге, кен белдеулері мен металлогениялық белдемдермен анықталған тереңдік

құрылымдардың кеңістіктік және генетикалық байланысын орнатуға мүмкіндік бергенін көрсетті.

Ғылыми жетекшісі: геология-минералогия ғылымдарының кандидаты Т. Қ. Жылқыбаевқа авторлар алғыс білдіреді.

Ғылыми кеңесшілер: ҚазҰТЗУ геофизика кафедрасының профессоры Истекова С.А. , геофизика кафедрасының тьюторы Аблесенова З. Н.

Дипломдық жұмыс 100 беттен, 2 кесте, 45 суреттерден тұрады.

1 Роль геофизических исследований при изучении глубинного геологического строения в Казахстане

Новые открытия месторождений полезных ископаемых, в настоящее время, возможны только на основе познания фундаментальных закономерностей развития рудогенных процессов в земной коре, формирующих рудные пояса, а также на основе выявления глубинных критериев локализации в них оруденения. Поэтому, весьма актуально, изучение глубинного строения и палеогеодинамических режимов развития и связанной с ними металлогении и вовлечения в сферу прогноза и поисков новых потенциально перспективных рудоносных структур.

Решение этой проблемы возможно путем анализа накопленных к настоящему времени геологических и геофизических данных, преломления их в свете новейших тектонических концепций эволюции Земли, разработки модели тектоносферы, отображающей геодинамические условия зарождения и формирования рудно-магматических систем.

Главная роль в построении модели отводится геофизическим методам с применением гравиметрии, магнитометрии, геотермии, МТЗ, сейсмометрии (ГСЗ, МОВЗ-ГСЗ, сейсмотомографии).

Связь строения верхних слоев земной коры и размещения в них полезных ископаемых с глубинными структурами доказана в результате многочисленных геолого-геофизических исследований. Начиная с конца XX столетия возможности геофизических методов при изучении строения тектоносферы значительно расширились, прежде всего, за счет внедрения методов сейсмотомографии, магнито-теллурических зондирований, прохождения геотраверсов по основным геологическим структурам различных регионов. Насколько детально будет изучена структура земной коры в целом, настолько успешнее будет произведено тектоническое районирование, выявлены закономерности распределения полезных ископаемых и разработана научно обоснованная теория прогноза. Знание природы глубинных процессов при этом имеет решающее значение. Анализ результатов геофизических исследований позволил широко использовать их при тектоническом районировании, составлении геологических, металлогенических и прогнозных карт.

Значительную часть Южного Казахстана занимают Южно-Прибалхашская и Илийская впадина, выполненная отложениями кайнозоя мощностью несколько сотен метров. Вместе с тем, палеозойские структуры основания впадин являются неотъемлемой составной частью палеозойского Казахстана и Тянь-Шаня, поэтому изучение характера их сложного сочленения под покровом рыхлых отложений и реконструкция палеодинамических условий их формирования являются актуальной задачей. Эта задача имеет прогнозный характер, т.к. под рыхлыми отложениями скрыто продолжение перспективных рудоносных структур Коунрадского, Текелийского и других рудных районов.

Изучение глубинного геологического строения, очень важно для прогнозирования месторождений полезных ископаемых и невозможно без построения глубинных разрезов, составленных на основе современных геофизических данных.

Для получения достоверных результатов о глубинном строении необходимо использовать всю имеющуюся геофизическую информацию, применять в комплексе данные обо всех изучаемых в настоящее время геофизических полях, с широким привлечением всех геологических данных.

Ведущим при построении глубинного геологического разреза является комплексная геолого-геофизическая интерпретация, основанная на опорных сейсмических профилях, пересчитанных в плотностные разрезы и скорректированные с фактически наблюдаемыми грави и магнито- и электрометрическими данными на основе решения прямых и обратных задач с использованием современных компьютерных технологий.

Каждый из применяемых в настоящее время геофизических методов имеет свои достоинства и недостатки, технические и методические ограничения.

Сейсморазведка дает основную информацию о строении земной коры и верхней мантии. По ее данным выделяются в основном горизонтальные границы. Реальное представление о положении структурно-геологических границ в разрезе земной коры дает лишь сейсмический метод отраженных волн. При реконструкции глубинных структур, отображенных на геолого-геофизических разрезах, в пределах земной коры за основу принимаются данные МОВЗ-ГСЗ, увязанные с основными параметрами гравитационного, магнитного и электрического полей в плоскости разреза, а в верхней мантии – материалы магнитотеллурического зондирования (МТЗ).

Гравиметрия более чувствительна к блоковой неоднородности коры, но мало приспособлена для выявления протяженных субгоризонтальных границ раздела. Т.е. важной особенностью гравиразведки является то, что она не может исследовать гладкие горизонтальные и субгоризонтальные границы раздела сред и наиболее эффективна при изучении локальных тел (отдельные массивы, линзы, дайки и т. п.), вертикальных и субвертикальных границ.

Магнитометрия применяется в основном для выделения неглубоких блоков земной коры и верхней части литосферы с субвертикальными границами и ее глубинность ограничена температурой Кюри магнитоактивных минералов, т.е. заведомо не превышает 100 км. Исследования глубинной электропроводности Земли, основанные на использовании естественных источников геоэлектромагнитных вариаций, применялись в работе в модификации магнитотеллурических (МТЗ) и магнитовариационных (МВЗ) зондированиях [2].

За несколько последних десятилетий накопилась обширная информация, характеризующая глубинное строение юга Казахстана. Однако использование этих данных для целей практической геологии до последнего времени было недостаточным, что не могло не сказаться на формировании негативного

отношения к глубинным исследованиям среди геологической общественности. Основные причины этого, на наш взгляд, следующие:

- отсутствие в Казахстане в 1970-90гг головной организации по изучению глубинного строения земной коры и верхней мантии, в результате чего эти работы развивались нецеленаправленно;

- сейсмические исследования осуществлялись большим количеством организаций – ИФЗ АН СССР, Казгеофизтрестом, ИГН АН КазССР, ВНИИгеофизикой, Спецгеофизикой, Казгеофизикой и другими, каждая из которых использовала свое технико-методическое и интерпретационное обеспечение;

- отработанные сейсмические профили не образуют взаимоувязанной сети;

- специализированные сейсмические организации в процессе интерпретации материалов ограничивались в большинстве случаев составлением скоростных моделей для отдельных профилей;

- получаемая в процессе полевых работ сейсмометрическая информация с больших глубин (из верхней мантии), как правило, не обрабатывалась, не интерпретировалась и практически по большинству профилей утрачена;

- мало использовались геотермические и магнитотеллурические методы исследований.

Обработка имеющихся комплексных геофизических данных по сводному Туркестанскому разрезу показала, что региональные профили дают наиболее полную и представительную характеристику главнейших структур юга Казахстана до глубины 100-200 км. На разрезах четко индивидуализированы структуры, сформировавшиеся в различной геодинамической обстановке: палеозоны субдукции, реликты микроконтинентов с сиалической корой, палеоостроводужные системы и т.п. На глубинных разрезах также хорошо зафиксированы “выступы” мантии – верхушки мантийных астенолитов и области базификации земной коры.

2 Характеристика объекта исследований

2.1 Геолого-геофизическая изученность района

Фактической основой изучения глубинного тектонического строения Южного Прибалхашья и построения глубинных геолого-геофизических разрезов по линиям геотраверсов явились материалы грави- и аэромагниторазведки в виде сводных средне- и мелкомасштабных карт, ГСЗ, МОВЗ- и МОВ-ГСЗ в форме сейсмогеологических разрезов, а также магнитотеллурических зондирования (МТЗ) отдельным региональным профилям.

При качественной и количественной интерпретации гравитационных, магнитных, геоэлектрических, скоростных аномалий и построении геолого-петрофизических моделей верхней части земной коры широко использованы данные о физических свойствах пород, полученные как камеральным путем, так и в итоге измерения многих тысяч образцов, отобранных автором (главным образом с поверхности) в полевых условиях. Критически переосмыслено и учтено огромное количество работ многочисленных исследователей Юго-Востока Казахстана, освещающих его строение и развитие.

2.1.1 Геологическая изученность

Первые геологические исследования территории начаты в 1854—1914 гг. И. В. Мушкетовым и носили маршрутный характер, результаты которых освещены в монографии «Туркестан» и в книге И. В. Мушкетова и Г. Д. Романовского «Материалы по геологии Туркестана».

В 1939 г. издана первая обзорная геологическая карта Восточного Казахстана под редакцией Н. Г. Кассина. Она показала всю сложность геологического строения Восточного Казахстана. В 1941 г. вышел из печати под редакцией Н. Г. Кассина XX том «Геологии СССР» — «Восточный Казахстан», составленный коллективом геологов.

В конце 40-х годов началось обобщение накопившихся к тому времени геологических материалов. В 1948 г. Н. Н. Костенко составил по имеющимся материалам мелкомасштабную геологическую карту на территорию Жонгарии и Северного Прибалхашья, а Б. И. Борсук на территорию Северо-Западного Прибалхашья.

С 50-х годов прошлого века началось планомерная геологическая съемка масштаба 1:200000. Съемочные работы выполнены геологами ЮКГУ и ВАГТ.

Составленные в этот период геологические карты внесли много нового в понимание геологического строения, но все еще носили элементы схематичности. Отсутствие стратиграфических схем привело к неувязанности геологических карт. В связи с этим в конце 50-х годов возникла острая

необходимость создания единой стратиграфической схемы как научной основы для геологической съемки.

Следующая ступень составления геологических карт связана с редакционными работами и с подготовкой карт к изданию.

Дальнейшие исследования в изучении района связаны с геолого-съемочными работами масштаба 1:50000. Целью этих работ было создание научной основы для оценки перспективности территории на полезные ископаемые с выделением участков постановки последующих детальных поисковых и поисково-разведочных работ, а также первичной оценки выявленных полезных ископаемых. В настоящее время вся открытая территория охвачена геологической съемкой этого масштаба. Съемка выполнена геологами ЮКГУ, ЦКГУ, ВАГТ, МГУ и МГРИ.

В результате проведения геологической съемки крупного масштаба получен обширный новый фактический материал по стратиграфии, магматизму, тектонике, полезным ископаемым региона [1,2].

Наряду с поисково-съемочными, большое значение в изучении района имели тематические работы, направленные на изучение стратиграфии, эффузивного и интрузивного магматизма, тектоники, металлогении, формаций.

В 1967 г. вышла в свет геологическая карта Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик масштаба 1:1 500 000, составленная коллективом авторов под руководством В. Ф. Беспалова [15]. Эта карта является результатом обобщения всего имеющегося ко времени составления карты фактического материала. В 1971 — 1972 гг. опубликованы XX том (Центральный Казахстан) и XL том (Южный Казахстан). В 1980 году ВСЕГЕИ издает «Геологическую карту СССР масштаба 1:1000000, листов L-43, и L-44 под редакцией Афоничева Н.А., которые в значительной мере были использованы при подготовке к изданию томов XX и XL «Геологии СССР».

Начиная с конца 70-х годов прошлого века подготовлены и изданы серия «Геологическая карта Казахской ССР» 1:500000 масштаба, в том числе Геологическая карта Казахской ССР, серия Южно-Казахстанская [19,20].

Последней обобщающей работой геологов «Южказгеология» была монография «Геология и полезные ископаемые Юга Казахстана» вышедшая под редакцией Шлыгина А.Е. в 1991 году [21].

Начиная с 1996 года была впервые подготовлена и издана сводная геологическая карта Казахстана в масштабе 1:1000000 (главный редактор Г. Р. Бекжанов). В основу карты положен принцип выделения геологических комплексов по возрасту и составу. Легенда содержит сведения о показанных на карте 165 подразделениях стратифицированных образований и около 100 подразделениях, характеризующих интрузивные и субвулканические породы. На карте такого масштаба впервые более широко показаны надвиговые и покровные структуры, олистостромовые комплексы. Более надежно обоснованы возраст и положение нижнепалеозойских вулканогенно-кремнистых толщ, детальнее расчленены мезозойские и кайнозойские отложения [22, 23].

2.1.2 Геофизическая изученность

Юг Казахстана в целом характеризуется высокой степенью геофизической изученности этими методами, поэтому глубинные построения в достаточной мере обеспечены геофизическими материалами.

Планомерные гравиметрические исследования в Казахстане проводятся с начала 50-х годов. На сегодняшний день большая часть территории покрыта изданными гравиметрическими съемками масштабов 1:200000 и крупнее. Результаты этих съемок в виде карт изоаномал силы тяжести в редукции Буге и их трансформаций неоднократно подвергались качественному и количественному анализу при использовании на разных этапах геолого-геофизических обобщений (Кунин, 1968; Ю.И.Кузьмин, Г.В.Кувшинов и др., "Геотектоническое районирование..Казахстана" 1969; Гольдшмидт Ю.И., 1979; Антоненко А.Н., 1962, 1976; Бекжанов Г.Р. и др., 1984; Акишев Т.А. и др., 1987, Авдеев В.Н., 1990; Злавдинов Л.З. , 1992; Любецкий В.Н., 1987, 1988, 1989, 1993, 2000, 2002, 2005; Федоренко Н.И. и др. 2004; и др.).

Гравиметрические карты исследуемого района характеризуются высоким качеством. В работе использованы два варианта карт масштаба 1:500 000, 1:200 000 составленных в редукции Буге при плотности $2,3 \text{ г/см}^3$ и $2,67 \text{ г/см}^3$ и 1:50000- по рудным районам.

Материалы по магниторазведке по качеству уступают гравиметрическим, так как большая часть аэромагнитных съемок выполнена аэро-гамма-магнитными станциями АСГМ-25 с пониженной точностью (± 20 , ± 40 гамм). Высокоточные аэромагнитные съемки в Казахстане начаты с 1960. Региональные обобщения и увязки их в форме сводных карт проводилось М.Б.Кувшиновым, Г.Р. Бекжановым, Н.К.Сердюковым, В. Н.Григорьевым и др. в 1972 г. В результате была издана "Карта аномального магнитного поля ΔT_a Казахстана" масштаба 1:1500000. В 2001 году составлена "Карта аномального магнитного поля ΔT_a масштаба 1:1000000, авторы Ужкенов Б.С., Нусипов Е.Н., Игнатюк О.В. Эти две карты, а также карты аномальных магнитных полей масштаба 1:50000-1:200000 по конкретным районам были использованы автором в процессе анализа и интерпретации магнитных аномалий [25].

К настоящему времени изученность территории Юго-Восточного Казахстана глубинными геофизическими методами исследований представляется достаточно высокой. Среди них, помимо гравиметрии, широкое распространение получили: глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), метод обменных волн землетрясений (МОВЗ) и магнито-теллурическое зондирование (МТЗ).

Становление и развитие глубинных геофизических исследований в Казахстане, основу которых составляют глубинные сейсмические работы, связаны с именами Г. А. Гамбурцева, К. И. Сатпаева, Д. Н. Казанли.

Именно на юге Казахстана были проведены первые исследования по разработке методики изучения глубинного строения земной коры (метода глубинного сейсмического зондирования) Институтом физики Земли АН

СССР под руководством Г. А. Гамбурцева в 1949, 1950 и 1953 гг. на Северном Тянь-Шане после Ашхабадского землетрясения 1948 г. в связи с проблемой прогноза разрушительных землетрясений.

Первые исследования глубинного строения земной коры были проведены Институтом геологических наук им. К. И. Сатпаева в 1957—1958 гг. по инициативе и под руководством Д. Н. Казанли. При этом был отработан первый крупный непрерывный профиль ГСЗ в Казахстане Балхаш — Темиртау протяженностью 400 км. Он явился продолжением трассы ГСЗ Иссык-Куль — Или — Балхаш, отработанной ИФЗ.

В Алматинском сейсмическом районе выполнены значительные объемы глубинных сейсмических работ методами ГСЗ и обменных волн землетрясений (ИГЭ). В результате получена детальная информация о структуре коры и выявлен ряд закономерностей в распределении и приуроченности очагов землетрясений к сейсмогенным структурам.

В 60-70-х годах усилиями ИГН АН КазССР (Д.Н. Казанли, А.А.Попов, А.Н.Антоненко и др.) и ИГФЭ Казгеофизтреста - ПГО "Казгеофизика" (Б.А.Хрычев, Л.К.Пушкарев, В.И.Шацлов и др.), в пределах изучаемой территории выполнены исследования методом ГСЗ по 6 региональным профилям: "Кзыл-Орда - Джетыконур", "Арысь - Балхаш", "Кейдыктасский", "Каскеленекий", "Иссыкский", "Жаланаш - Талды-Курган". В 70-80-х годах НПО "Нефтегеофизика" (М.С.Эренбург, Р.А.Эйдлин, Н.Н.Беляшова и др.) отработано 8 региональных профилей МОВЗ и ГСЗ-МОВЗ: "Меридиан", "Уванасский", "Туркестанский", "Жалпакский", "Песчаный", "Джамбулский", "Саякский", "Актогайский". Общая протяженность профилей глубинных сейсмических исследований с учетом сейсмологических работ ВСЕГЕИ (Н.К.Булин и др.) и ИГЭ ПГО "Казгеофизика" (К.А.Попов и др.) составляет более 10000 пог.км. Плотность наблюдений на площади превышает 15 пог.км на 1000 кв.км, что в 3-4 раза выше средней плотности по Казахстану в целом и в 7-8 раз по СССР. По обеспеченности сейсмическими материалами Казахстан является одной из наиболее изученных геологических провинций Евразийского континента. Длительное время сейсмометрические исследования тяготели к нефтегазоносным районам. Начиная с 1975 года, Казахстан за сравнительно короткий срок был равномерно охвачен густой сетью сейсмических наблюдений высокого качества: МОВ, МОВЗ-ГСЗ, ГСЗ (НПО "Казгеофизика"), ГСЗ, МОВ от промышленных взрывов (ИГН АН КазССР).

Такое существенное пополнение сведений о строении земной коры сейсмическими данными за последние 15-20 лет позволяет провести построение карт и схем глубинного строения территории Казахстана, основанное только на сейсмических материалах. Наиболее обеспеченной наблюдениями является юго-восточная часть Казахстана. Здесь профилями ГСЗ, МОВЗ-ГСЗ и МОВЗ пересечены Дзекказган-Сарысуйская и Чуйская впадины с обрамляющими последнюю складчатыми сооружениями антиклинория Каратау и Чу-Илийского мегантиклинория, Прибалхашская и

Алматинская впадины, Заилийский и Центрально-Жунгарский антиклинории, Северо-Джунгарская впадина. Достаточно полно изучена также территория Центрального Казахстана.

Новый этап в комплексных глубинных исследованиях открыли сейсмические работы по профилям I класса - геотраверсам ("Битум", Батолит", "Рубин", "Базальт", "Алтайский", "Туркестанский" и др.), выполненные специализированной экспедицией НПО "Нефтегеофизика" в 1985-1991 гг. Огромный объем сейсмического материала послужил своеобразным импульсом и одновременно фундаментальной базой для изучения глубинного строения Казахстана.

Главные результаты сейсмических работ и все проблемные вопросы, связанные с изучением состава и структур глубинных слоев литосферы, приведены в обобщающих сводках А.А.Попова (1963), А.Н. Антоненко(1984), Ф.С. Моисеенко (1981) и др.

Значительный прогресс в геологической интерпретации материалов ГСЗ и МОВЗ-ГСЗ достигнут на основе разработанной В.И. Шацловым методики построения двумерных структурно-скоростных моделей литосферы. Использование указанных моделей по профилям геотраверсов обеспечило более высокий уровень построения геолого-геофизических разрезов и увязку глубинных структур с поверхностными [27-30].

Успехи в изучении строения верхней мантии достигнуты благодаря применению глубинных электромагнитных исследований, постановка которых в 60-70-х годах была осуществлена в основном силами ИГН АН КазССР. Эти работы начаты в 1963 г. под руководством Д.А. Альмуханбетова Институтом Геологических наук АН КазССР, а с 1979 г. они проводятся также ПГО "Казгеофизика" и Казахским политехническим институтом. Д.А. Альмуханбетовым впервые для Казахстана разработана методика изучения глубинных слоев земной коры и верхней мантии [31-33].

Коллективом исследователей ИГН АН КазССР - Р.И. Кимом, А.К.Халеловым, А.С.Галкиным, Р.А.Исенгалиевым - усовершенствован способ обработки материалов МТЗ и на этой основе построены геоэлектрические разрезы вдоль профилей "Балхаш-Жарма" (1973), Джекказган-Караганда-Баянаул" (1974), "Байгара-Жастар" (1975), "Чокпар-Аралтобе" (1976), "Балхаш-Баканас-Чемолган" (1981, 1984), "Караганда-Балхаш" (1982-1983). Большинство из них отражает расслоенность земной коры и верхней мантии, которая подчеркивается чередованием положительных и отрицательных аномалий импеданса. Отрицательные аномалии, фиксирующие проводящие зоны в литосфере, располагаются на глубинах 12 (± 3), 29(± 5), 48 (± 6), 70-90 (± 10), 130 (± 30) км. Геоэлектрические неоднородности верхней мантии в Центральном Казахстане выявлены до глубины 300 км.

Повышено качество обработки и интерпретации МТЗ на базе широкого использования компьютерных технологий. Получены уникальные данные по структурам литосферной мантии в интервале глубин от 40 до 140 км.

Фактическим материалом (А.С.Галкин, Р.И. Ким и др., 1985, 1986, 1989) впервые подтвержден Балхашский мантийный астенолит.

В докторской диссертации К.М. Каримова приводятся обобщение результатов двадцатилетних исследований геоэлектрических характеристик земной коры и верхней мантии Казахстана, полученные научными и производственными геологическими организациями и непосредственно автором диссертации. Работа посвящена развитию магнитотеллурических методов в Казахстане в направлении повышения достоверности, детальности исследований, и построению геоэлектрических разрезов литосферы с использованием современных методов интерпретации в рамках градиентных сред. В ней систематизированы результаты электромагнитных зондирований последних лет с целью изучения особенностей строения земной коры и верхней мантии крупных структур Казахстана, а также осуществлен, совместный анализ указанных результатов с некоторыми геофизическими данными (сейсморазведкой, гравиразведкой, термометрией).

К настоящему времени региональными профилями МТЗ, общей протяженностью свыше 3000 пог. км, пересечены практически все основные геоструктурные области Южного Казахстана. В результате этих исследований установлено, что геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии региона может рассматриваться как трехслойные типа НК.

Первый от поверхности слой характеризуется значениями удельного электрического сопротивления от 10-30 до 300-500 Ом·м и соответствует толще неконсолидированных образований приповерхностной части земной коры. Второй слой имеет сопротивление порядка 10^3 - 10^4 Ом·м и соответствует всей кристаллической части коры и верхней мантии - литосфере. Подошвой его служит электропроводящая толща верхней мантии (ЭТВМ), выступающая как третий слой пониженного сопротивления (10-100 Ом·м) и отождествляемая с астеносферой. Глубина залегания ее колеблется от 80-100 км в пределах крупных впадин фундамента до 200 км и более - в обнаженных районах со слабоповышенным и горным рельефом дневной поверхности [34,35].

Таким образом, обзор геолого- геофизической изученности района показал, что собранные материалы дают возможность оценить степень надежности построения карт основных поверхностей раздела в земной коре по отдельным геоструктурным элементам юга Казахстана.

2.2 Геологическое строение района

Исследуемая территория в административном отношении расположена на территории Алматинской области и является частью юго-востока Казахстана, охватывающего площадь более 200000 км² и характеризующийся резко выраженная контрастностью рельефа.

В качестве геологической основы использованы изданные геологические карты, прогнозные и другие специализированные карты,

отображающие различные тектонотипы структур и позволяющей оценить региональные закономерности размещения тех или иных полезных ископаемых по отношению к глубинным структурам.

Описываемая территория и пролегающие к ней районы хорошо изучены геологическими методами. Здесь завершена геологическая съемка среднего масштаба, а на открытой части территории, съемка крупного масштаба, а также проведены тематические исследования по стратиграфии, магматизму, тектонике и металлогении. Все эти материалы положены в основу при составлении карты глубинных строений и геолого-геофизических разрезов.

Исследуемая территория является частью юго-востока Казахстана, охватывающего площадь более 200000 км² и характеризующийся резко выраженной контрастностью рельефа. Внутренняя ее часть тяготеет к Балхаш-Алакольской внутриконтинентальной впадине, по периферии распространены горные сооружения: на юге - Жонгарский Алатау, на востоке - хр. Тарбагатай, а на западе - Шу-Илийские горы. Часть территории, расположенная к северу от озера Балхаш, характеризуется широким развитием мелкосопочника.

В 2005 году в Институте геологических наук им. К.И. Сатпаева под руководством Ужкенова Б.С., Кошкина В.Я. и др. подготовлена к изданию тектоническая карта Казахстана 1:1000000 масштаба. На карте представлен большой фактический материал, необходимый для интерпретации сложного складчато-блокового строения территории юга Казахстана и была использована при построении глубинных геолого-геофизических разрезов по территории Южного Прибалхашья, в качестве тектонической и геологической основы.

Прибалхашская впадина расположена к югу от озера Балхаш, между Жунгарским Алатау на юго-востоке, Заилийским Алатау на юге и Чу-Илийскими горами на западе. Особенностью впадины является то, что она повышается от 350 до 700 м в сторону окружающих ее гор. На Прибалхашской впадине расположены песчаные пустыни Таукум, Сарыесик-Атырау и Баканасская такыровидная глинисто-песчаная равнина, пересеченная многочисленными сухими руслами (баканасами). В рельефе Прибалхашской равнины преобладают грядовые пески, чередующиеся с барханскими песками и глинисто-песчаными участками.

Внутренняя часть впадины тяготеет к Балхаш-Алакольской внутриконтинентальной впадине, по периферии распространены горные сооружения: на юге - Жонгарский Алатау, на востоке - хр. Тарбагатай, а на западе - Шу-Илийские горы.

В геологическом строении изучаемого района участвуют образования широкого возрастного диапазона - от раннепротерозойских до современных (четвертичных). Суммарная мощность порядка 4500-5000 м. (рис 2.2.1-2.2.2).

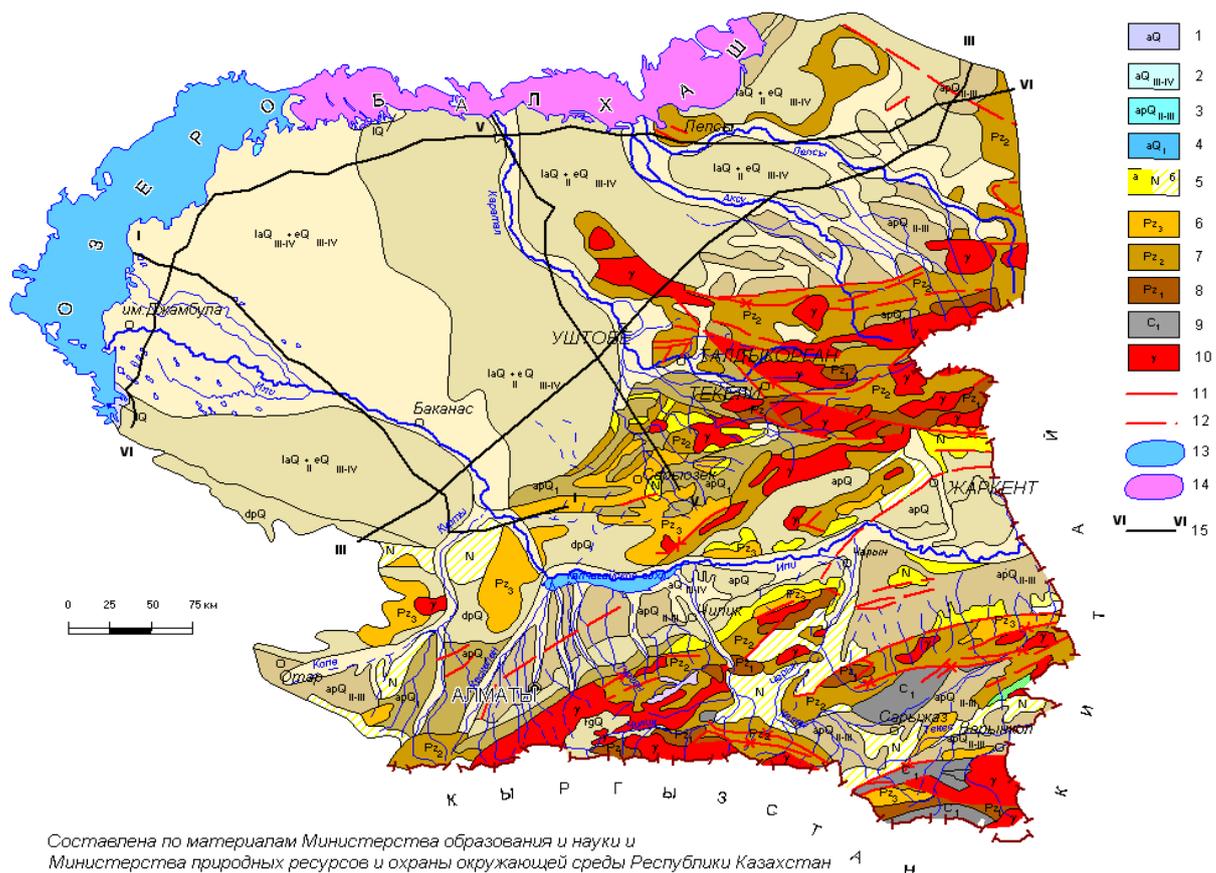


Рисунок 2.2.1 – Схематическая геологическая карта Южного Прибалхашья

Условные обозначения к рисунку 2.2

Водоносные горизонты и комплексы: 1 – водоносные горизонты и комплексы четвертичных аллювиальных, озерных (IQ), озерно-аллювиальных (IaQ), аллювиально-пролювиальных (арQ), делювиально-пролювиальных (dpQ) и флювиогляциальных (fgQ) отложений. Валунно-галечниковые образования, пески; 2 – водоносные горизонты верхнечетвертичных-современных аллювиальных, аллювиально-пролювиальных (арQ_{III-IV}), озерно-аллювиальных (IaQ_{III-IV}) и эоловых (eQ_{III-IV}) отложений. Пески; 3 – водоносные горизонты и комплексы средне-верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений. Галечниковые, валунно-галечниковые образования, пески разномерные; 4 – водоносные горизонты и комплексы нижнечетвертичных аллювиальных, аллювиально-пролювиальных (арQ_I) и флювиогляциальных (fgI_{QI}) отложений. Пески, гравийно-галечники; 5 – а) водоносный комплекс неогеновых отложений. Пески разномерные, галечники, слабые песчаники; б) подземные воды спорадического распространения в тех же отложениях. Прослойки песков и галечников; 6 – подземные воды зоны открытой трещиноватости верхнепалеозойских пород. Песчаники, конгломераты, эффузивы и их туфы; 7 – подземные воды зоны открытой трещиноватости среднепалеозойских пород. Известняки, алевролиты, гравелиты, песчаники, сланцы, яшмы, диабазы, порфириты, туфы; 8 – подземные воды зоны открытой трещиноватости нижнепалеозойских пород. Известняки, алевролиты, диабазы, порфириты, туфы, песчаники, конгломераты, яшмы, сланцы, кварциты; 9 – водоносный комплекс нижнекаменноугольных отложений. Известняки, доломиты; 10 – подземные воды зоны открытой трещиноватости интрузивных пород. Граниты, гранодиориты, габбро. 11 – разлом водоносный; 12 – разлом, гидрогеологическое значение которого не выяснено; 13 – пресное озеро; 14 – соленое озеро; 15 – линия гидрогеологического разреза.

К наиболее древним относятся ниже-среднепротерозойские образования сарычабинской и косагашской свит. Они представлены плагиомигматитами, гранитогнейсами, гнейсами, микрогнейсами, слюдяно-кварцевыми, слюдяно-полевошпатовыми, амфиболовыми и амфибол-полевошпатовыми сланцами. Отмечаются горизонты мраморов, кварцитов.

Среднерифейские-вендские отложения пользуются широким распространением в пределах Текелийского антиклинория и представлены, в основном, карбонатными породами- известняками, доломитами, известково-сланцевыми и известковистыми, известково-глинистыми, глинисто-известковисто-углеродистыми, известково-углеродисто-глинистыми сланцами, мраморами. В разрезе участвуют также терригенные (песчаники, алевролиты, гравелиты) и вулканогенные (базальты, кислые вулканыты) породы. Суммарная мощность указанных отложений достигает 3500-4000 м.

Наибольшая мощность отмечается для пород сууктюбинской, текелийской и солдатсайской свит.

Нижнепалеозойские отложения распространены широко. Низы разреза сложены кремнистыми, кремнисто-глинистыми породами, фтанитами. Характерно наличие вулкаников основного состава (керимбекская свита) в сочетании с терригенными и кремнистыми породами. В пределах Илийского синклинория по мощности и составу ниже-, среднепалеозойские отложения отличны от таковых Текелийского антиклинория. Это, в основном, терригенно-карбонатные осадки без сопровождающего вулканизма.

Средне-, верхнепалеозойские образования представлены несколькими типами разрезов, развитыми в пределах различных структур и тектонических зон. Выделяются континентальный вулканогенный тип (Текелийский антиклинорий), осадочный и вулканогенно-осадочный (Бороталинский синклинорий), существенно осадочный морской (Центрально-Джунгарский антиклинорий).

Отложения каменноугольной и пермской систем широко развиты в пределах Илийского и Бороталинского синклинория, где объединяют вулканогенно-терригенные комплексы Прибалхаш-Илийского вулканического пояса.

Триасовая система представлена отложениями малайсаринской свиты (туфы андезитов и риолито-дацитов, гравелиты, песчаники, игнимбриты), венчающими верхнепалеозойский разрез Южной Джунгарии.

Основание Илийского синклинория предположительно также представлено протерозойским гнейсово-амфиболитовым комплексом типа анархайской свиты Чу-Илийского.

Интрузивные породы в регионе развиты исключительно широко, оказывая существенное влияние на физические поля. Это объясняется, по-видимому, широким развитием гранито-гнейсовых куполов, вмещающих массивы авто- и аллохтонных гранитов. Возрастной диапазон интрузивных комплексов самый широкий – от протерозойских до пермских.

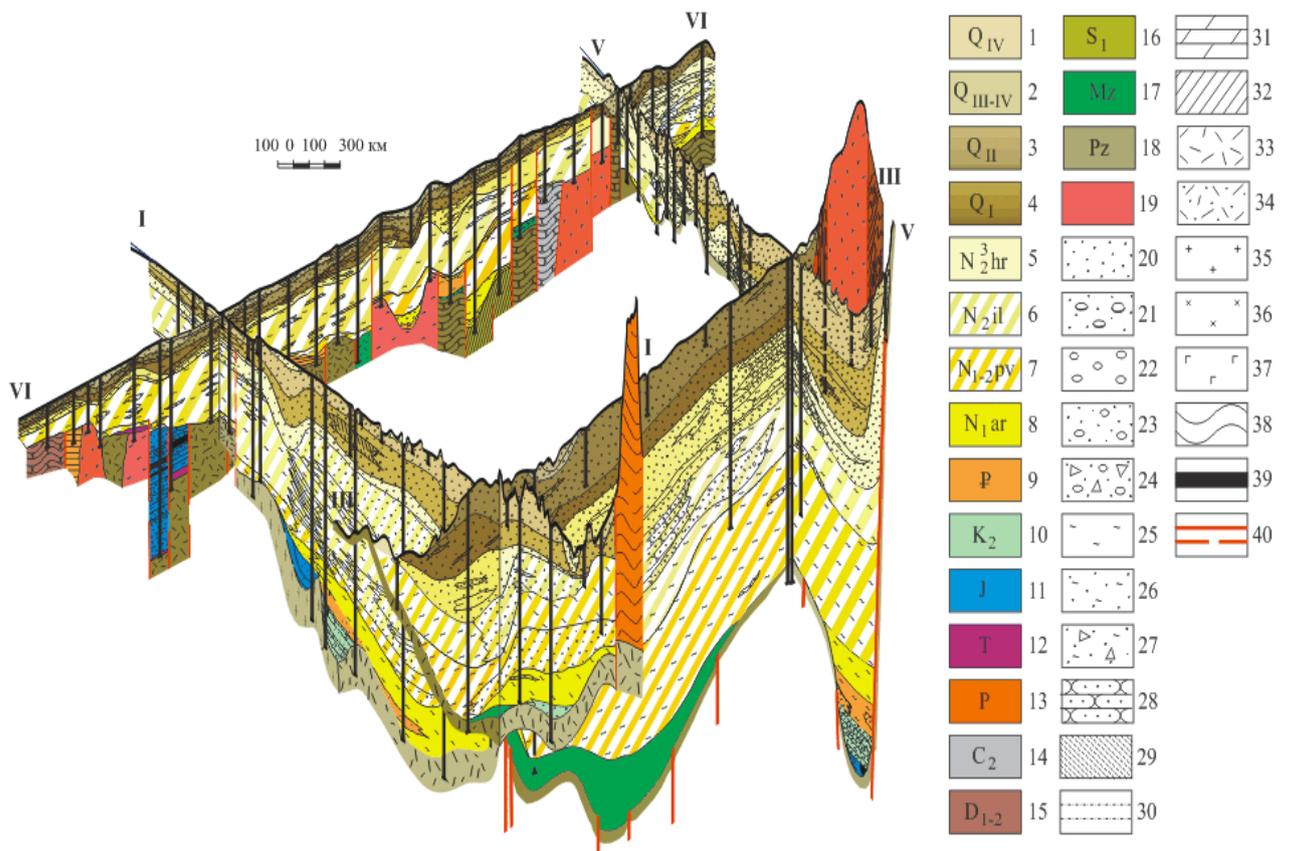


Рисунок 2.2.2 – Трехмерная диаграмма литологического строения Или-Балхашского артезианского бассейна

Условные обозначения к рисунку 2.2.2

1 – Водоносный горизонт современных отложений; 2 – водоносный горизонт современных-верхнечетвертичных отложений; 3 – водоносный горизонт среднечетвертичных отложений; 4 – водоносный горизонт нижнечетвертичных отложений; 5 – водоносный горизонт отложений хоргосской свиты; 6 – подземные воды спорадического распространения в средне-верхнеплиоценовых отложениях илийской свиты; 7 – подземные воды спорадического распространения с верхнемиоценовых-нижнеплиоценовых отложениях павлодарской свиты; 8 – водоупорные отложения аральской свиты; 9 – водоносный горизонт палеогеновых отложений; 10 – водоносный горизонт верхнемеловых отложений; 11 – водоносный горизонт юрских отложений; 12 – подземные воды триасовых отложений; 13 – подземные воды зоны трещиноватости пермских отложений; 14 – подземные воды зоны открытой трещиноватости интрузивных среднекаменноугольных пород; 15 – подземные воды в ниже- и среднедевонских отложениях; 16 – водоносные зоны трещиноватости нижнесилурийских пород; 17 – водоупорные отложения мезозойской коры выветривания; 18 – палеозойские отложения; 19 – подземные воды зоны трещиноватости нерасчлененных палеозойских пород. Литологический состав: 20 – пески; 21 – валунно-галечниковые отложения с песчаным заполнителем; 22 – галечники; 23 – гравийно-галечниковые отложения с песчаным заполнителем; 24 – щебнисто-галечниковые отложения с песчаным заполнителем; 25 – глины; 26 – песчанистые глины; 27 – щебнисто-глинистые отложения; 28 – песчаники; 29 – супеси; 30 – алевролиты; 31 – мергели; 32 – сланцы; 33 – туфы основного состава; 34 – туфы кислого состава и туфопесчаники; 35 – граниты; 36 – диориты; 37 – гранодиориты; 38 – осадочно-эффузивные породы; 39 – угли; 40 – зона тектонических нарушений.

2.3 Физические свойства горных пород

Физические свойства горных пород района получены в результате измерения отобранных в процессе полевой съемки образцов с целью:

- качественной геологической интерпретации геофизических аномалий;
- количественных расчетов региональных профилей и геотраверсов;
- для установления основных особенностей тектонического строения и связи геологических структур всего исследуемого региона.

В первую очередь, были использованы и проанализированы петроплотностные и магнитные свойства отобранных образцов стратифицированных толщ, полученные в результате измерений и обработки данных по физическим параметрам (в основном для Южно-Джунгарской складчатой системы), а также дополнительные фондовые и литературные данные о всех физических свойствах пород геологических формаций, участвующих в строении всей Джунгаро-Балхашской складчатой системы.

К настоящему времени накоплен значительный объем данных, освещающих физические свойства пород Казахстана. Экспедициями Казахского геофизического треста в 50-60-х годах прошлого века начато и позднее продолжено геофизическими партиями Южно-Казахстанского геологического управления массовое изучение физических свойств пород рудных районов юга Казахстана и прилегающих территорий и обобщение собранных материалов по отдельным регионам. Наиболее крупные из выполненных обобщений опубликованы. Так, сводка о физических свойствах пород приведена в коллективной монографии "Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным" (Ю.И.Кузьмин, Г.В.Кувшинов и др., 1969) и в книге "Физические свойства горных пород и руд Восточного Казахстана"(Б.М.Уразаев, А.К. Курскеев, Т.А.Акишев, Ю.А. Колмогоров, Г.В. Кувшинов, 1975) и др.

М.В.Чернюк под руководством Н.Б. Дортман в 1970-1971 гг. проведены исследования закономерностей изменения физических свойств интрузивных образований Восточного Казахстана. Определение физических свойств гранитных массивов в связи с изучением их морфологии осуществлено ВСЕГЕИ (А.А.Духовский, 1963). Изучение физических свойств формационных комплексов в Центральном и Южном Казахстане проведено КазИМСом (Г.Р.Бекжанов, В.Н. Любецкий, 1975).

В Институте Геологии АН КазССР выполнялись экспериментальные исследования по изучению изменений физических параметров в условиях высоких температур и давлений (Б.М. Уразаев, М.П. Воларович, А.К. Курскеев, 1973). Измерения физических параметров горных пород в связи с изучением морфологии гранитоидных тел проведены в 1982 году Ю.А.Колмогоровым, Г.В.Кувшиновым, И.Л. Скобловым (ЦОМЭ КазИМСа).

В разные годы проводились палеомагнитные исследования в Центральном (А.С.Кумпан, Б.Ш.Русинов, П.Е. Шолпо, 1968) и Южном (Б.Н.Турсунов, 1974) Казахстане. В Институте геологии АН КазССР обобщен

большой материал по плотности и магнитной восприимчивости геологических формаций (К.П.Беневоленский, Ю.Б.Волож, Г.Ф.Ляпичев и др., 1988).

По значительной части территории Республики Казахстан в 1969-1979 гг. составлены петроплотностные и петромагнитные карты-схемы различных масштабов, в том числе м-ба 1:1 500 000 (Илийская геофизическая экспедиция - Г.В.Кувшинов, Ю. А. Колмогоров, З.А.Корабельникова). Курскеевым А.К (1977) впервые представлены схемы средневзвешенной плотности и магнитной восприимчивости в монографии "Геофизическая характеристика земной коры Казахстана".

В 1994-1997 году Казахским Институтом Минерального сырья НПО "Казнедра" проведены многолетние исследования по изучению глубинного строения и геодинамики Казахстана по геолого-геофизическим данным с целью составления прогнозно-металлогенической карты масштаба 1:1 500000 (Любецкий В.Н., Косалс Я.А., Попов А.А., Смелов А.А и др., 1997). В работе проведены обобщения физических свойств (плотности, магнитной восприимчивости, скоростных и электрических параметров) горных пород в литосфере Казахстана составлены петрофизические классификации интрузивных, эффузивных и осадочных пород, проанализировано изменение физических параметров с глубиной и под влиянием вторичных процессов, составлена петрофизическая карта масштаба 1: 500000.

Ю.А.Калашниковым, Б.Н.Данилкиным, (1983-1990) в ряде рудных районов (Кокчетавском, Агадырском, Северном и Южном Прибалхашье, Чу-Илийском, Алтайском) проводилось измерение геотемпературного градиента в скважинах, теплопроводности по керну из скважин и образцам, рассчитывался тепловой поток.

Изучение электрических свойств пород производилось выборочно в пределах рудных месторождений Юго-Востока Казахстана.

Материалы гравиметрии и в меньшей мере магниторазведки, результаты исследования физических свойств пород обеспечили информацию о структурных неоднородностях преимущественно верхних горизонтов земной коры, в то время как для нижней части земной коры и верхней мантии важную роль сыграли данные сейсмических и магнитотеллурических исследований.

3 Методика комплексных геофизических исследований при изучении глубинного строения Южного Казахстана

3.1 Основные методические принципы исследований

Цель данных исследований состоит в изучении глубинного строения Южного Казахстана, выявление ее главных глубинных неоднородностей, имеющие отношение к металлогении.

При изучении глубинного строения района и построении глубинных геолого-геофизических разрезов исходными материалами являлись:

- изданные геологические карты;
- данные о физических свойствах пород, полученные как камеральным путем, так и в итоге измерения образцов, отобранных автором в полевых условиях;
- материалы региональной сейсморазведки (ГСЗ, ГСЗ-МОВЗ, профильная томография) в сочетании с данными МТЗ, гравиразведки и магниторазведки.

Комплексная интерпретация физических моделей – плотностной, магнитной, структурно-скоростной, геоэлектрической оказалась весьма эффективной и позволила выявить неоднородности строения земной коры и верхней мантии по вертикали и латерали. Наиболее достоверны построения для верхних горизонтов земной коры, поскольку они обеспечены большим количеством фактического материала, в том числе и геологического.

При изучении глубинных структур, отображенных на геолого-геофизических разрезах, в пределах земной коры за основу приняты данные сейсморазведки МОВЗ-ГСЗ, увязанные с основными параметрами гравитационного, магнитного и электрического полей в плоскости разреза, а в верхней мантии – материалы МТЗ.

Каждый из применяемых в настоящее время геофизических методов имеет с точки зрения поставленных задач достоинства и недостатки, технические и методические ограничения.

Сейсмометрия (современный вариант ГСЗ и сейсмология) дает основную информацию о строении земной коры и верхней мантии. По ее данным выделяются в основном горизонтальные границы.

Гравиметрия более чувствительна к блоковой неоднородности коры и всей тектоносферы, но мало приспособлена для выявления протяженных субгоризонтальных границ раздела. Т.е. важной особенностью гравиразведки является то, что она не может исследовать гладкие горизонтальные и субгоризонтальные границы раздела сред и наиболее эффективна при изучении локальных тел (отдельные массивы, линзы, дайки и т. п.), вертикальных и субвертикальных границ.

Магнитометрия применяется в основном для выделения неглубоких блоков земной коры и верхней части литосферы с субвертикальными границами и ее глубинность ограничена температурой Кюри магнитоактивных минералов, т.е. заведомо не превышает 100 км.

Источником прямой информации о глубине и мощности астеносферы, а также степени плавления ее вещества служат геоэлектрические исследования.

Для получения достоверных результатов необходимо использовать всю имеющуюся геофизическую информацию, применять в комплексе данные обо всех изучаемых в настоящее время полях.

Район исследований характеризуется высокой степенью геофизической изученности: обеспечен материалами гравиметрической и аэромагнитной съемок, большим количеством профилей ГСЗ, МОВЗ-ГСЗ, данными активно развивающейся сейсмотомографии, освещающей строение мантии до глубины 500 км, магнитотеллурического зондирования, теплотрией, поэтому глубинные построения на уровне верхних горизонтов земной коры и верхней мантии в достаточной мере обеспечены геофизическими материалами.

При изучении глубинного строения района и построении глубинных геолого-геофизических разрезов использовались общепринятые методы интерпретации геофизических данных: изучение физических свойств горных пород, обсчет моделей глубинного строения по разрезам.

Для повышения эффективности комплексирования геофизических данных при построении объемных геолого-геофизических моделей литосферы, являющиеся основой схемы глубинного строения, авторы руководствовались следующими общими принципами:

1. Сейсмический разрез принимается в качестве главного информационного источника о глубинном строении района.

2. Гравитационное поле использовалось в качестве связующего звена при интерпретации материалов других геофизических методов: сейсмического, магнитного, электрического, геотермического. Комплексный анализ материалов гравиметрических, сейсмотомографических и сейсмологических исследований позволил выявить плотностную расслоенность земной коры и верхней мантии и тем самым развить полученные ранее сейсмологическими методами данные о глубинном строении региона.

3. Интерпретация геофизических полей ориентируется на площадной вариант для обеспечения возможности построения объемной модели глубинного строения.

4. В процессе интерпретации широко использованы компьютерные технологии, сопровождающиеся созданием единой информационной базой исходных данных.

3.2 Петрофизические исследования

Эффективность применения геофизических методов для решения геологических задач зависит от физических свойств и соотношений объемов горных пород, слагающих разные геологические формации. Надежность и точность количественной интерпретации аномалий во многом определяются знанием физических свойств пород. Поэтому при изучении глубинного

строения большое внимание уделялось, прежде всего, пространственному анализу магнитных, плотностных, электрических и упругих свойств пород, их систематизации на уровне формаций.

Физические свойства горных пород района получены в результате измерения отобранных в процессе полевой съемки образцов и частично заимствованы из опубликованных работ [29,с.50-52; 39,с.5-8, 45-81; 107,с.125-137; 109,с.27-43; 136,с.14-28; 140-145].

Гистограммы распределения этих параметров использовались для оценки однородности выборок и выделения среди искаженных распределений однородных частей. Средние статистические характеристики физического параметра для однородных выборок и реставрированных распределений вычислялись способом моментов по формулам:

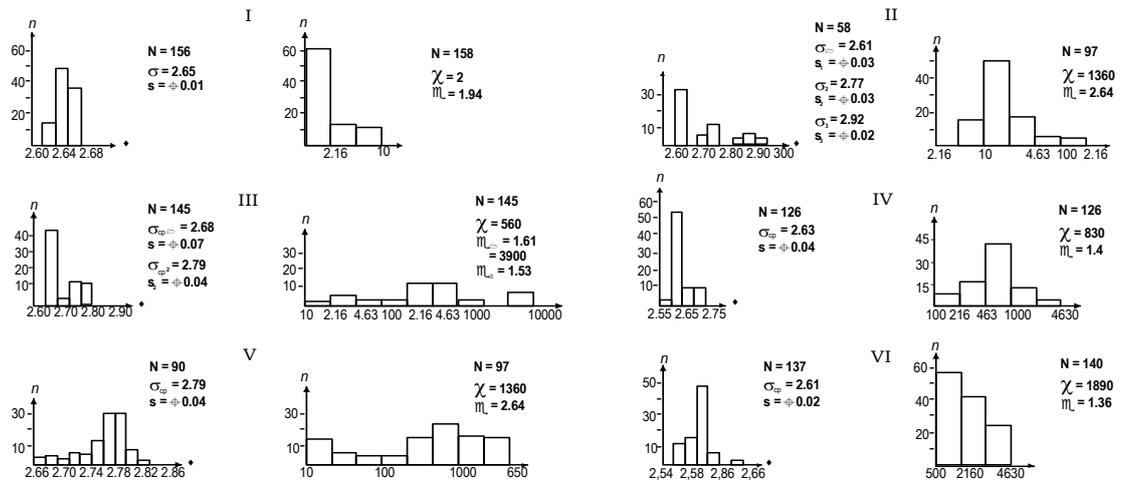
$$\bar{\sigma} = P_0 \pm \frac{\sum xm}{\sum m} h \quad S = h \sqrt{\frac{\sum x^2 m}{\sum m} - \left(\frac{\sum xm}{\sum m}\right)^2} \quad (1)$$

- где, $\bar{\sigma}$ – среднестатистическое значение плотности
 S – стандарт (среднеквадратическое отклонение)
 m – частота сгруппированного вариационного ряда
 P_0 – начало отсчета - значение признака, соответствующее середине интервала при $x=0$, обычно выбирается в интервале с максимальным значением частоты
 H – интервал группирования

Для качественной геологической интерпретации геофизических аномалий, количественных расчетов региональных профилей и геотраверсов, а также для установления основных особенностей тектонического строения и связи геологических структур всего исследуемого региона, в первую очередь, были использованы и проанализированы петроплотностные и магнитные свойства отобранных образцов стратифицированных толщ, полученные в результате измерений и обработки данных по физическим параметрам, а также дополнительные фондовые и литературные данные о всех физических свойствах пород геологических формаций участвующих в строении всей Джунгаро-Балхашской складчатой системы.

Результаты измерений физических свойств горных пород обрабатывались по следующей методике. Значения плотности и магнитной восприимчивости систематизировались для отдельных литологических разностей в рамках свит, комплексов, формаций. Затем с учетом мощностей различных литологических разновидностей, пород, их площадного (пространственного) соотношения подсчитывались средневзвешенные значения этих параметров для комплексов, геологических формаций или групп формаций. При оценке магнитных свойств пород, помимо магнитной восприимчивости, учитывалась остаточная намагниченность. Наиболее достоверные значения были использованы для

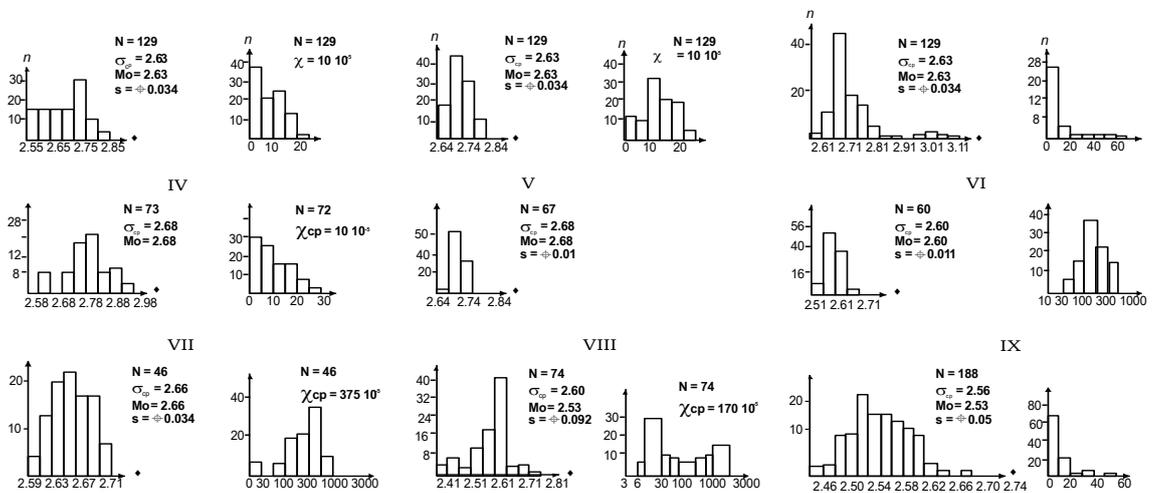
построения вариационных кривых и гистограмм плотности и магнитной восприимчивости (рисунок 3.1.1-3.1.2).



Гистограммы распределения физических свойств пород Баканасского синклиория

I - известняки ($D_{2,3}$) Предчингизской зоны; II - скарнированные известняки из останца в Колдарском массиве; III - андезитовые порфиры (C_2); IV - туфы кислого состава (P); V - трахибазальты курайлинской свиты (P_2); раскристаллизованные (V) и афировые разности (VI) n - частота встречаемости, %; N - количество образцов; σ - плотность, г/см³; χ_{cp} - магнитная восприимчивость, $n \cdot 10^5$ СГС; ε - стандартный множитель

Рисунок 3.2.1 – Гистограммы распределения физических свойств горных пород Баканасского синклиория



Гистограммы распределения физических свойств пород Южной Жонгарии

I, II - слюдяные кварциты и сланцы сарычабинской свиты (R_1sr); III известняки сууктюбинской свиты (R_2st); IV - углисто-глинистые сланцы текелийской свиты (R_3ik); V - известняки раннего силура (район месторождения Коксай); VI - лавы и туфы кислого состава ($C_1V_3 - S$); VII - лавы и туфы андезитовых порфиров ($C_1V_3 - S$); VIII - песчаники (C_2); IX - лавы и туфы кислого состава (P); n - частота встречаемости, %; N - количество образцов; σ - плотность, г/см³; Mo - модальное значение плотности, г/см³; χ_{cp} - магнитная восприимчивость, $n \cdot 10^5$ СГС; ε - стандартный множитель

Рисунок 3.2.2 – Гистограммы распределения физических свойств горных пород Южной Жонгарии

Результаты статистической обработки отобранных образцов и их обобщенные данные о плотности и магнитной восприимчивости горных пород геологических формаций, участвующих в строении юго-востока Казахстана сведены в таблицы.

В качестве исходного материала использовались профильные модели земной коры по достаточно густой сети многократно пересекающихся региональных профилей различной ориентировки, проходящих через все структуры юга Казахстана: Каратауские и Чу-Илийские горы, Чу-Сарысуйскую и Южно-Балхашскую впадины, Джунгарию, Тянь-Шань с выходом в сопредельные территории (рисунк 3.2.3).

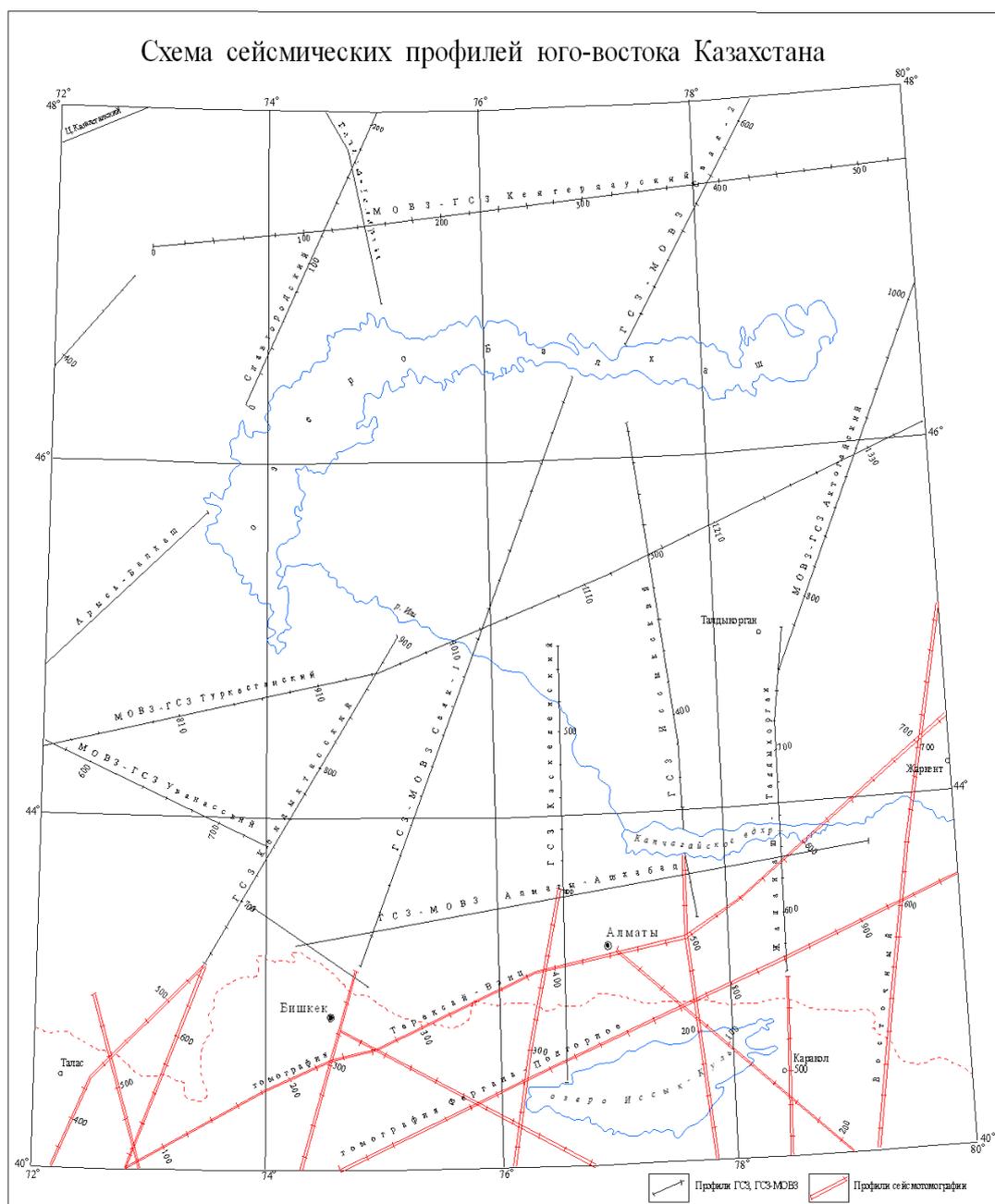


Рисунок 3.2.3 – Схема сейсмических профилей Юго-Востока Казахстана

Изучение упруго-прочностных свойств земной коры проведено группой сотрудников Института сейсмологии под руководством В. И. Шацилова. Исследования проводились по методике разработанной сибирскими учеными (Брыксин А.В, Крылов С.В.,1990)[146] с целью выделения сейсмогенерирующих зон по комплексу геофизических параметров[118,с.119-123;147;148]. Авторы уточнили известные зависимости плотности σ от скорости продольных V_p и поперечных V_s волн и обосновали схему оценки прочности кристаллических пород. Скорости продольных V_p и поперечных V_s волн были вычислены в результате двумерного моделирования земной коры решением обратной задачи рефрагированных волн по материалам ГСЗ или профильной томографии.

В результате совместной обработки материалов глубинных сейсмических зондирований тремя модификациями (ГСЗ, ГСЗ-МОВЗ, профильная томография) для исследуемой территории, получены следующие параметры: скорости продольных волн V_p и поперечных волн V_s и плотности σ , а также вычисленным по ним (с учетом скорости поперечных волн V_s и теплового потока) значениям вспомогательных параметров — температуры T , модулей объемного сжатия K и сдвига G , мгновенной прочности на сдвиг T_c , предельной упругой энергоемкости ω , процентного содержания кремнезема SiO_2 и феррических окислов $FeMn$. Выбор группы вспомогательных параметров определяется стремлением возможно более полного представления упруго-прочностных характеристик среды по доступным геофизическим данным: Известно, что величина $1/K$ характеризует сжимаемость среды, G - ее жесткость, T_c и ω соответственно максимальные значения сдвиговых напряжений в точках среды и упругой энергии в единице ее объема, достигаемые к моменту разрушения. Состав среды (кислой или основной) вычисляется в помощь ее петрофизической интерпретации[147,с.5-10].

В итоге создана объемная многопараметрическая модель земной коры, в которой в качестве базовых параметров использованы скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн, плотность (σ). Плотность (σ) является независимо вычисленным параметром за счет использования ортогональных составляющих наблюдаемого поля силы тяжести (в отличие от распространенного пути вычисления этого параметра по эмпирическим зависимостям от V_p и V_s или с помощью пересчета наблюдаемого поля силы тяжести на различные гипсометрические уровни). Вычисление параметров V_p , V_s и σ , проводилось по данным натурных экспериментальных наблюдений и соответствуют реальным термобарическим условиям в недрах Земли.

Таким образом, характер скоростного разреза дает представление о соотношении слоев земной коры и типе палеокоры, поэтому эти модели можно эффективно использовать как выявления современных структурных особенностей земной коры (рисунок 3.2.5-3.2.6).

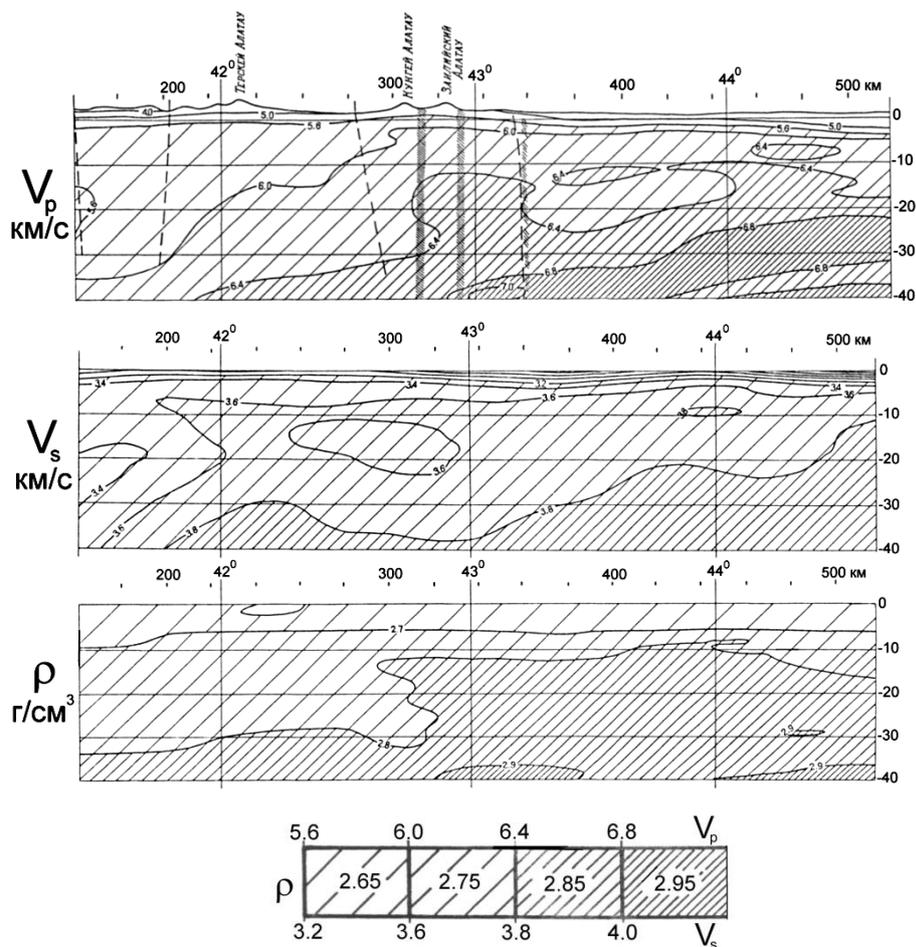


Рисунок 3.2.5 – Параметрические модели земной коры по Каскеленскому пересечению: скорости продольных V_p и поперечных V_s волн, плотность ρ [147]

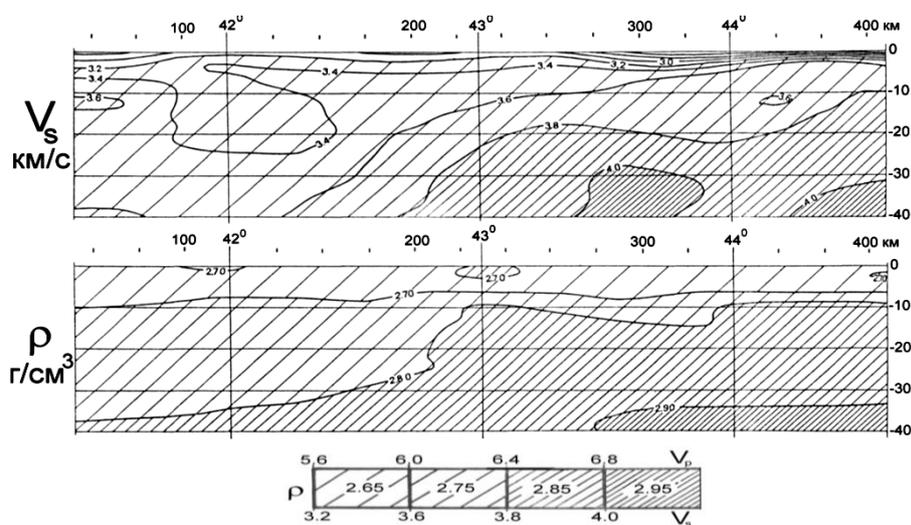


Рисунок 3.2.6 – Параметрические модели земной коры по Иссыкскому пересечению: скорости продольных V_p и поперечных V_s волн, плотность ρ [147]

3.3 Сейсмические исследования

Базовыми для изучения глубинного строения явились материалы сейсмометрии. Юг Казахстана охвачен густой сетью сейсморазведочных профилей, освещающих структуры земной коры и границу верхней мантии.

Глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ) проводились в Казахстане, начиная с 1955г и до конца 80-х годов. На каждом этапе эти исследования преследовали разные цели, но в конечном итоге из большого числа профилей сформировалось несколько генеральных линий, пересекающих структуры юго-восточной части Казахстана. Большинство линий ориентированы вкрест простирания складчатых систем: с юго-запада на северо-восток и с юга на север. Более короткие и разно ориентированные профили дополняют генеральные линии.

Использованы материалы глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ, МОВЗ-ГСЗ), представляющие сейсмические разрезы, характеризующиеся достаточно полной и надежной информацией о среде: изолиниями скоростей, отражающими и преломляющими границами, областями развития слоев пониженной и повышенных скоростей, средними значениями параметров затухания, коэффициентов Пуассона и др.

Для построения границ обмена и отражающих границ определялись параметры $V_p(H)$ и $V_s(H)$. Графики $V_p(H)$ и $V_s(H)$ интерполировались на всю мощность земной коры, с учетом значений средней скорости для надежных отражающих площадок вблизи границы М, при построениях способом эллипсов. Однотипные наборы графиков $V_p(H)$ и $V_s(H)$ осреднялись; осредненные значения по крупным блокам использовались для региональных построений границ обмена и отражающей границы.

Поскольку при производстве МОВЗ-ГСЗ осуществляются трехкомпонентные наблюдения (имеются годографы волн P и S), по разрезам проведена независимая обработка и формирование структурно-скоростных моделей для волн P и S . В результате получены разрезы в значениях V_p/V_s (коэффициентов Пуассона, σ), которые составили реперную характеристику земной коры.

Структурно скоростные разрезы позволили установить неоднородное строения литосферы по латерали. Аномалии скоростей отрицательного и положительного знаков характеризуют блоки земной коры разного вещественного состава и строения. Характер скоростного разреза дает представление о соотношении слоев земной коры, поэтому эти модели можно эффективно использовать для выявления современных структурных особенностей земной коры и верхней мантии.

Структурно-скоростные модели разрезов, использованы для решения следующих конкретных задач:

- 1) построения глубинных границ;
- 2) выделения неоднородностей строения различных слоев земной коры;
- 3) фиксации границы Мохоровичича (М);

- 4) определения положения гравитирующих объектов в глубинном разрезе;
- 5) в комплексе с сейсмотомографией, выявление неоднородности строения мантии;
- 6) проведения геологической интерпретации, поскольку наглядно отображают сложные структурные взаимоотношения разнородных блоков на глубине (рисунок 3.3.1-3.3.2).

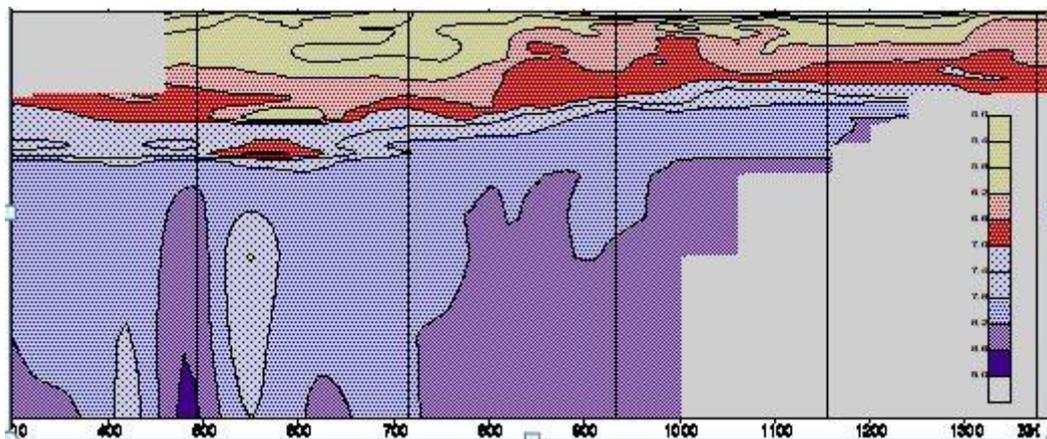


Рисунок 3.3.1 – P-скоростная модель земной коры и верхней мантии по Алматинскому меридиональному пересечению [145]

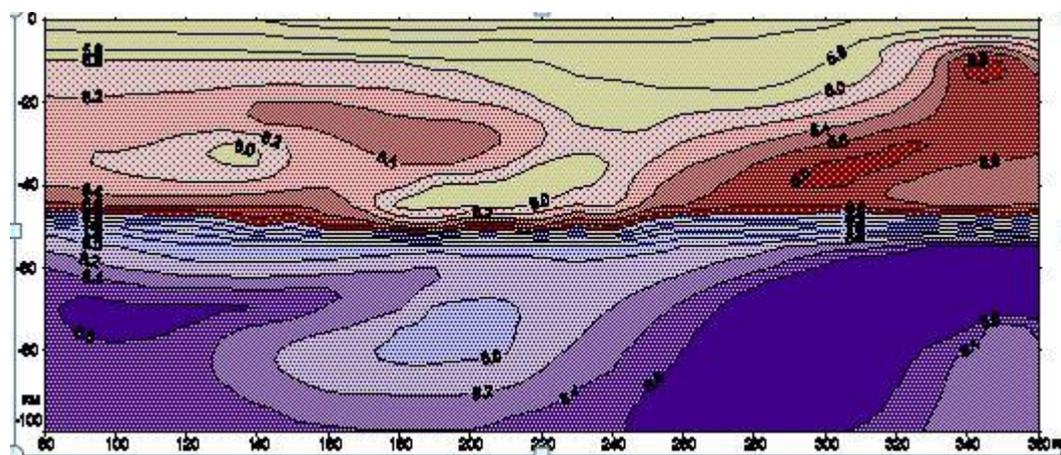


Рисунок 3.3.2 – P-скоростная модель земной коры и верхней мантии по геотраверсу «Фергана-Рыбачье Подгорное» [145]

По данным глубинного сейсмического зондирования, вдоль линий профилей выносились значения глубин кровли гранитно-метаморфического слоя (H_G), гранулит- базитового слоя (H_B) и поверхности Мохоровичича (H_M) с шагом 5 км. Сформированная таким образом числовая матрица использовалась для построения соответствующих карт.

За кровлю гранитно-метаморфического слоя в закрытых районах принята поверхность допалеозойского и палеозойского фундамента. В открытых

районах, где отложения палеозоя и допалеозоя выведены на дневную поверхность, кровля консолидированной коры не отвечает какому то единому стратиграфическому уровню. Этой поверхности соответствуют волны, стабильно регистрирующиеся в первых вступлениях с граничной скоростью 6-6,2 км/с, а на структурно-скоростных разрезах, она выделяется резким сближением изолиний равных скоростей (перепад скорости составляет от 6,0 до 6,4 км/с).

В подавляющем большинстве случаев глубины до кровли гранулит-базитового слоя ограничиваются изолинией скорости 6,6 км/с. Эти данные получены на всех профилях, отработанных методом ГСЗ и МОВЗ-ГСЗ.

Граница верхней мантии (M) всеми методами сейсморазведки фиксируется достаточно надежно резким изменением скорости распространения волн (перепад скорости от 7,6 до 8,2 км/с), и погрешности в определении ее положения сравнительно небольшие.

В процессе исследований отстроены карты: рельефа кровли гранитно-метаморфического (H_G) и гранулит-базитового слоев (H_B), мощности земной коры (M_K), гранитно-метаморфического ($M_G = H_G - H_B$) и гранулит-базитового ($M_B = H_M - H_B$) слоев и консолидированной части земной коры ($M_{KK} = H_M - H_G$).

Для оценки неоднородности верхней мантии использовались результаты сейсмотомографических исследований. Сейсмическая томография основывается на регистрации сейсмических волн от землетрясений, распространяющихся в теле планеты по взаимно пересекающимся трассам. Относительное ускорение или замедление скорости прохождения сейсмических волн по определенным направлениям позволяет установить форму и размеры областей (объемов) физических неоднородностей в мантии и составить трехмерную модель распределения в ней сейсмической скорости, температуры и плотности.

3.4 Геоэлектрические исследования

Исследования глубинной электропроводности Земли, основанные на использовании естественных источников геоэлектромагнитных вариаций, применялись в работе в модификации магнитотеллурического (МТЗ) и магнитовариационного (МВЗ) зондирования. Модели электропроводности земной коры и верхней мантии, построенные для отдельных районов территории Казахстана, предоставляют исследователям уникальную информацию о флюидном режиме тектоносферы, зонах графитизации, дегидратации и частичного плавления.

По региональным профилям и геотраверсам наблюдения магнитотеллурического поля, как правило, проводились совместно с другими геофизическими методами (сейсморазведкой в модификациях МОВЗ и ГСЗ, наземной магниторазведкой и гравиразведкой) [159-162].

Обзор проведенных магнитотеллурических зондирований убедительно показывает большие возможности метода для изучения электропроводности

Земли. На территории Юга Казахстана в ее строении установлено чередование по глубине слоев высокого и низкого удельного электросопротивления. Условно выделено пять типов электропроводящих горизонтов - надкоровый, внутрикоровый, корово-мантийный, астеносферный и мантийный.

На основе анализа кривых сопротивления выбиралась исходная модель среды и оценивались ее параметры. Для этого использовались информационно-статистический подход к решению обратной задачи для одномерной модели и метод эффективной линеаризации в рамках градиентных сред. Затем строился стартовый разрез для интерпретации, суть которой сводилась к минимизации расхождений между экспериментальными и модельными кривыми (рис.3.4.1).

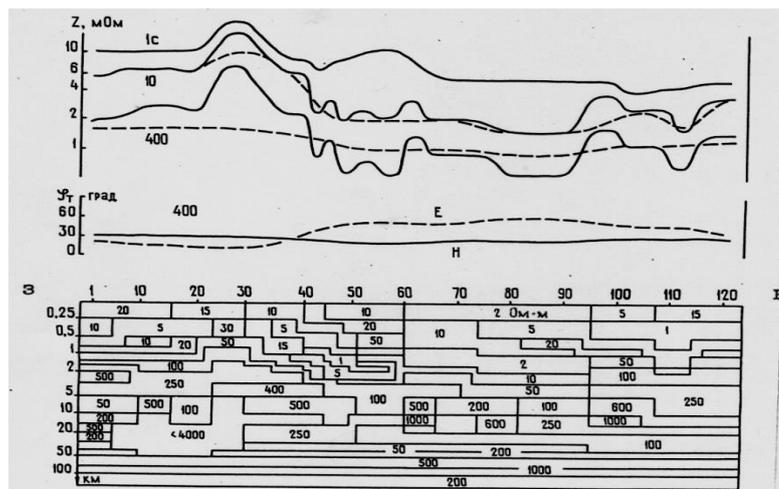


Рисунок 3.4.1 – Двумерная глубинная модель по профилю I-I: результаты численного моделирования МТЗ при E и H поляризациях [34]

Классификация горизонтов проведена с учетом их расположения в разрезе Земли (рисунок 3.4.2) [34,с.16-20; 136,с.23-25].



Рисунок 3.4.2 – Геоэлектрическая модель по профилю «Есик-Талдыкорган-Балхаш-Караганда» [34]

В коре и литосферной мантии в районах с разным геологическим строением и времени консолидации структур выявлены многочисленные региональные горизонтальные и субвертикальные зоны высокой электропроводности (рисунок 3.4.3).

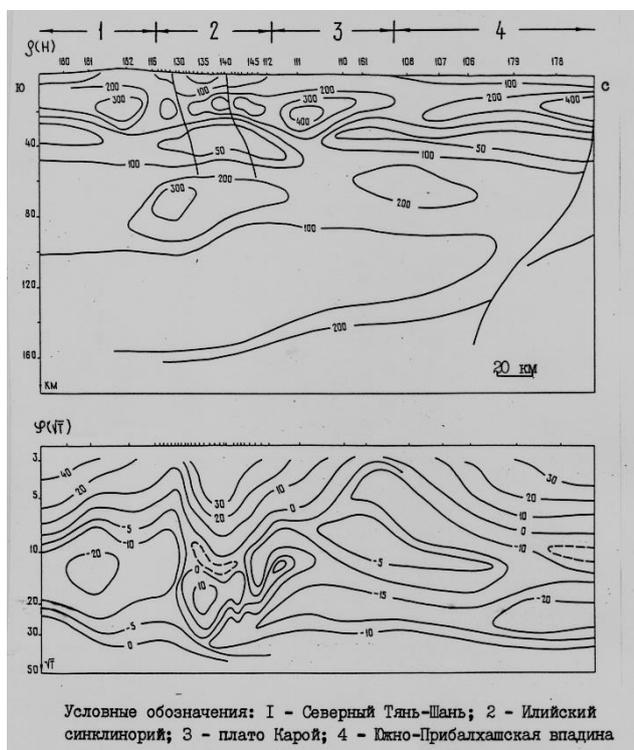


Рисунок 3.4.3— Геоэлектрическая модель литосферы в изолиниях амплитуды и фазы электросопротивления по профилю «Каскеленский» [34]

Определяющим фактором электропроводности верхней толщи кристаллического фундамента стабильных регионов является свободная вода.

Изучение проводящих зон в коре и литосферной мантии различных регионов показало, что anomalно низкие значения сопротивления могут быть вызваны самыми разнообразными причинами. Следует разделить природу зон на два основных типа. К первому типу относятся объекты, повышенная электропроводность которых определяется специфическим составом пород земной коры или процессами дегидратации серпентинита в условиях избыточного давления. Возможно наличие графитизированных пород или скопление рудных элементов.

Ко второму типу принадлежат объекты anomalной электропроводности, где наблюдаются высокие значения теплового потока. Здесь вероятно наличие высокоминерализованных флюидов, anomalных глубинных температур (превосходящих солидус), вызывающих частичное плавление пород в условиях тектонической активизации верхней мантии.

Область наибольшего ее влияния занимают верхние 1-2 км, где отмечается зона фронтальной циркуляции вод атмосферного происхождения. Область проникновения свободной гравитационной воды может достигать 9

км. Глубже сопротивление литосферы целиком определяется составом пород и воздействием на их возрастающей с глубиной температуры [34,с. 25-31].

Важным и принципиально новым результатом является выделение по данным МТЗ на глубинах 15-80 км коровых и корово-мантийных проводников с мощностью 20-50 км, в пределах которых выявлены многочисленные региональные горизонтальные и субвертикальные зоны высокой электропроводности (рисунок 3.4.4). В целом, анализ материалов магнитотеллурических исследований позволил установить три типа литосферной мантии, которые характеризуются высокими, низкими и переходными (градиентными зонами) значениями электрического сопротивления.

Природа проводников не может быть установлена на основе только электрической информации. Необходимо привлечение геотермических сейсмометрических данных. Они могут помочь ответить на вопрос, связано ли понижение сопротивления с аномальным прогревом недр, возможным частичным плавлением пород или появлением значительных концентраций флюидов при тепловой дегидратации. Аномальные объекты, к которым окажется неприменимым тепловое объяснение, должны рассматриваться в связи с особенностями состава пород.

Анализируя данные МТЗ по Казахстану, К. М. Каримов [34,с. 32-35] показал, что данные МТЗ позволяют провести сопоставление между собой близ поверхностных коровых структур и мантийных блоков. Им выделено пять групп тектонических структур.

1. Блоки высокоомной истощенной литосферы, которым соответствуют в земной коре реликты древних кратонов, блоки сиалического состава, останцы срединных массивов. Истощение мантии произошло в результате длительного формирования блоков сиалической коры, имеющих, как правило, древний архей-раннепротерозойский возраст (Кокшетауский массив, Рудноалтайский пояс).

2. Блоки низкоомной литосферы сложены относительно слабопроводящими комплексами. В земной коре они представлены фильшпатизированными, гранитизированными метабазами и ультрабазами, породами первого слоя океанической коры и перекрывающими их терригенными грауваковыми, флишоидными и другими формациями. В нижних горизонтах коры и верхней мантии выявлены обширные зоны низких электросопротивлений.

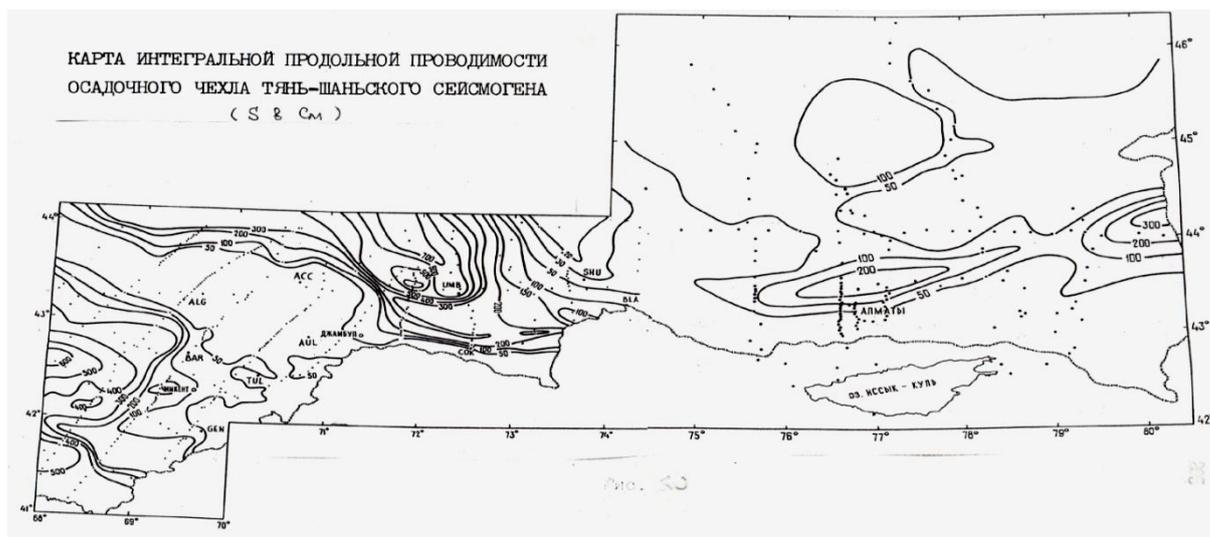


Рисунок 3.4.4 – Карта интегральной продольной проводимости осадочного чехла Тянь-Шаньского сейсмогена (S в см) [34]

В отдельных районах в составе пород мантии (на глубине более 100 км) присутствуют высокоомные блоки со значением до 200 Ом-м. Они сформированы на месте палеоокеанических структур, современное тектоническое строение которых определяется окучиванием океанической литосферы на этапе ее сжатия и закрытия океанического пространства. В современных тектонических условиях - это узкие приразломные пояса вдоль офиолитовых швов, представляющие собой сuture палеоокеанических бассейнов, перекрытые с поверхности мощными толщами терригенных отложений, реже наземных вулканических моласс, скрывающих в своем основании структуры островодужной стадии (Западно-Калбинская, Шу-Илийская, Северо-Балхашская зоны).

3. Блоки низкоомной неистощенной литосферы в форме глубинных мантийных астенолитов, которые часто присутствуют в основании докембрийских комплексов сиалической коры и приводят к их разрушению.

Они формируются в основании крупных, древних сиалических блоков литосферы в процессе формирования зон рассеянного спрединга (Прибалхашская зона), проявления внутриконтинентального палеозойского рифтогенеза (Центрально-Казахстанская палеорифтовая система, Кушмурунский триасовый грабен) и связаны с поступлением в верхние части коры базальтового вещества, а в верхние горизонты мантии - неистощенного мантийного вещества.

4. Блоки древних сиалических комплексов, включенные в качестве реликтов в современные палеозойские покровноскладчатые системы несоответствующим образом переработанные в них, подстилаются литосферой палеоокеанического типа в земной коре и верхней мантии. Они представляют собой своеобразные террейны, обрамленные чужеродными структурами. Этот своеобразный тип структур выявлен только МТЗ. К нему

относятся Калба-Нарымский блок на территории юго-западного Алтая и Восточно-Мугоджарский блок в пределах Уральского пояса.

5. Блоки земной коры и верхней мантии, отмеченные широкими градиентными зонами электросопротивления, располагаются на контактах палеоокеанической и палеоконтинентальной коры и соответствуют зонам Заварицкого-Беньофа, крупным шарьяжам. Рассматриваемый тип блоков отмечен многочисленными траверсами, но геологическое значение их раскрыто еще относительно слабо.

Неоднородности литосферы играют важную роль в формировании металлогенической специализации, поэтому данные МТЗ использованы для уточнения границ тектонических и металлогенических зон и областей, формирования глубинных моделей сообразующих систем и конкретных месторождений и в конечном итоге, для мелкомасштабного прогнозирования тех или иных полезных ископаемых.

3.5 Гравиметрические исследования

Гравиметрические исследования — естественная и основная комплексная часть геофизических методов, применяемых при изучении тектоносферы. Основным параметром, влияющим на интенсивность гравитационного поля Земли — плотность глубинных пород отчетливо изменяется в зависимости от состава и состояния вещества.

В настоящее время накоплен богатый опыт применения гравиразведки на различных стадиях геологоразведочного процесса: при региональных исследованиях для изучения земной коры и верхней мантии, выявления и трассирования глубинных разломов, изучения рельефа и вещественного состава фундамента, определения формы интрузивных массивов и т. п.; при подготовке объектов к поисковому бурению с целью выявления и изучения антиклинальных складок, соляных куполов, рифогенных структур, зон разуплотненных пород, рудных полей, аномалий типа залежь, при оценке перспектив нефтегазоносности структур и т. п. Кроме того, гравиразведка широко применяется как промыслово-геофизический метод на основе гравитационного каротажа.

Принципиально присущие методу черты и отражающие современное состояние гравиметрической практики являются следующие:

- 1) хорошая изученность континентов — съемкой покрыты все материки;
- 2) высокая точность измерения гравитационного поля — она ориентирована на разведочные задачи, и для региональных исследований поле можно считать известным абсолютно точно;
- 3) поле содержит информацию о всех массах планеты — влияние близких к точке измерения неоднородностей не экранирует эффект далеких;
- 4) оптимальная интенсивность аномалий от объектов разной глубинности: как правило, даже визуальный анализ поля позволяет выделить

аномалии от плотностных неоднородностей пород чехла, фундамента, рельефа раздела Мохо и т. д.;

5) изучены связи плотности со скоростью сейсмических волн;

6) получены аналитические решения прямой задачи для геометрически правильных тел;

7) при интерпретации аномалий от сложных источников основной метод-метод подбора;

8) гравиметрия — метод, эффективность которого зависит от полноты и разнообразия информации, получаемой из негравиметрических источников: для создания исходной модели здесь с успехом применяются данные из других методов геофизики и геологии.

Перечисленные особенности показывают, что гравиметрия может служить связующим методом в комплексном исследовании при количественной интерпретации. Она контролирует результаты других методов и проверяет варианты распределения плотности, являющиеся следствием разных тектонических механизмов.

В глубинном варианте применение гравиметрии основано на связи плотности и скорости распространения упругих волн в породах. В работе, основным методическим приемом при комплексировании методов геофизики для изучения коры и верхней мантии, было рассмотрение данных глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) в терминах гравиметрии: скоростные разрезы перестраивались в плотностные, и их эффект сравнивался с наблюдаемым гравитационным полем.

Цель интерпретации гравитационного поля в случае глубинных исследований — установление распределения плотности в тектоносфере.

При изучении глубинного строения принято выделять три гравитирующих этажа с разной степенью латеральной неоднородности.

Верхний этаж — земная кора, где данные о плотности и скоростях сейсмических волн позволяют установить основные черты геологического строения. Они дополняются результатами бурения, отражающими мощность и плотность приповерхностных геологических тел, данными анализа магнитного поля и пр. Для районов с мощным осадочным слоем используются результаты сейморазведки методом КМПВ. По данным гравиметрических методов четко выделяются границы раздела отдельных глубинных структур, выделенных на сейсмическом разрезе, уточняется их геометрия, выделяются блоки, в которых закон связи скорости и плотности резко отличается от принятого.

Средний этаж — верхняя мантия. Здесь большую роль в построении модели играют сейсмологические данные. Данные о мантийных скоростях на профилях ГСЗ позволяют зафиксировать скоростные неоднородности мантии в интервале глубин от 100 до 500 км. Используя закон связи скорости и плотности и анализируя региональные гравитационные аномалии можно выявить неоднородности верхней мантии. Комплексный анализ других областей геологии и геофизики: геохимии и петрологии мантии, геотермии, геоэлектрики и т. д. позволяет определить природу этих аномалий.

Нижний этаж — глубины ниже тектоносферы, обычно — это средняя мантия и глубже. Здесь распределение плотности принимается однородным по латерали. Плотностная модель этажа строится по данным сейсмологии и используется для расчета глобального гравиметрического поля Земли.

Район исследований охвачен кондиционной гравиметрической съемкой разного масштаба. Построенные гравиметрические карты отличаются высоким качеством. Примерно 90% территории покрыто гравиметрическими съемками масштаба 1:200000 высокоточными гравиметрами, а рудные районы охвачены съемками масштаба 1: 50000 и крупнее. По материалам этих съемок составлены и большей частью изданы гравиметрические карты масштаба 1:500000 в редукции Буге с плотностью 2,3 г/см³ и 2,67 г/см³. Карты наблюдаемого поля сопровождаются картами трансформаций гравитационного поля: региональной составляющей (20 и 10 км в верхнее полупространство), локальной составляющей (высокочастотная полосовая фильтрация, узкополосный фильтр и фильтр средней ширины), и вертикальной и горизонтальной производной аномалии Буге. Сечение изоаномал проведены через 2 и 1 и 0,5 мГл.

В целом гравитационное поле по своей природе отображает распределение эквивалентных плотностных неоднородностей гравитирующих масс, условно "вынесенных" на ту или иную эквипотенциальную поверхность, и поэтому не дает ответа на вопрос, на каких конкретных глубинных уровнях эти массы расположены. Региональная составляющая гравитационного поля хорошо отображает блоковую (в плане) структуру тектоносферы, но для привязки неоднородностей ее строения по разным уровням глубин необходимо привлечение независимых данных, таких как магнитотеллурические (МТЗ), сейсмические, сейсмотомографические (ГСЗ, МОВЗ-ГСЗ), геологические и др. Поэтому, выявленные неоднородности учитываются при характеристике конкретных геологических тел только в том случае, когда они подкрепляются независимыми данными ГСЗ и МТЗ. Таким путем выделялись глубинные магматические очаги, глубоко погруженные блоки сиалического фундамента, тела гранулитов основного состава, линзы приращения базальтового слоя (коро-мантийные смеси), вершины мантийных плюмов и т.п.

В качестве исходного поля для пересчетов использованы карты аномалий Буге масштаба 1:200000-1:50000. Анализировались карты трансформаций гравитационного поля: региональной составляющей (пересчет поля на 40, 20 и 10 км в верхнее полупространство), локальной составляющей (высокочастотная полосовая фильтрация, узкополосный фильтр и фильтр средней ширины), вертикальной и горизонтальной производной аномалий Буге.

Наблюдаемое гравитационное поле в точке является суммой полей Земли в целом и ее частей, включая поля от небольших геологических объектов в верхней части земной коры. Оно содержит большую и разнообразную геологическую информацию, и в этом заключаются определенные преимущества гравиразведки. В настоящее время для разделения аномалий применяют прямое исключение эффектов от известных геологических объектов путем решения прямой задачи, частотную фильтрацию или различные

трансформации поля, методы, основанные на выметании масс, экстраполяции в области, занятые массами и т. п.

В целом гравитационное поле по своей природе отображает распределение эквивалентных плотностных неоднородностей гравитирующих масс, условно "вынесенных" на ту или иную эквипотенциальную поверхность, и поэтому не дает ответа на вопрос, на каких конкретных глубинных уровнях эти массы расположены. Региональная составляющая гравитационного поля хорошо отображает блоковую (в плане) структуру тектоносферы, но для привязки неоднородностей ее строения по разным уровням глубин необходимо привлечение независимых данных, таких как магнитотеллурические (МТЗ), сейсмические, сейсмотомографические (ГСЗ, МОВЗ-ГСЗ), геологические и др. Поэтому, выявленные неоднородности учитываются при характеристике конкретных геологических тел только в том случае, когда они подкрепляются независимыми данными ГСЗ и МТЗ. Таким путем выделялись глубинные магматические очаги, глубоко погруженные блоки сиалического фундамента, тела гранулитов основного состава, линзы приращения базальтового слоя (коро-мантийные смеси), вершущки мантийных плюмов и т.п.

Эти аномалии использовались для изучения строения верхней части земной коры, для выявления аномалиеобразующих тел на уровне гранитно-метаморфического, гранулит-базитового слоев и осадочного (0-40км) (рисунок 3.5.1-3.5.4). Подавляющее количество региональных аномалий Δg обусловлено неоднородностями земной коры, и в первую очередь, структурами гранитно-метаморфического слоя.

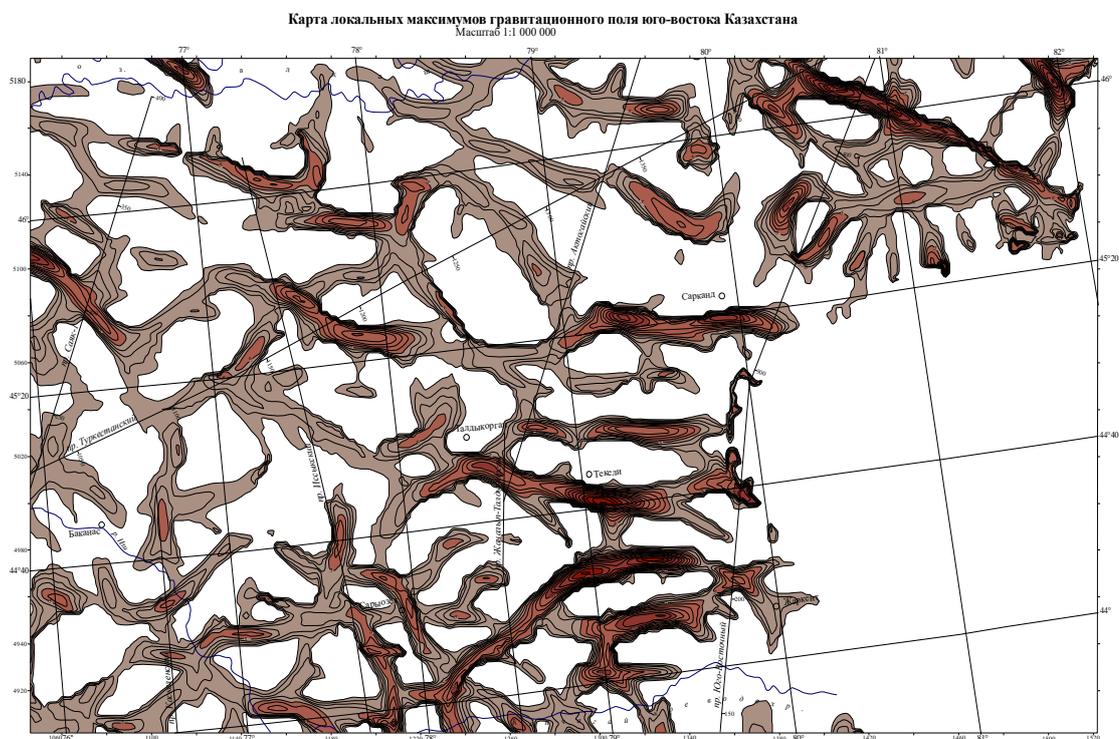


Рисунок 3.5.1 – Карта локальных максимумов гравитационного поля Юго-Востока Казахстана

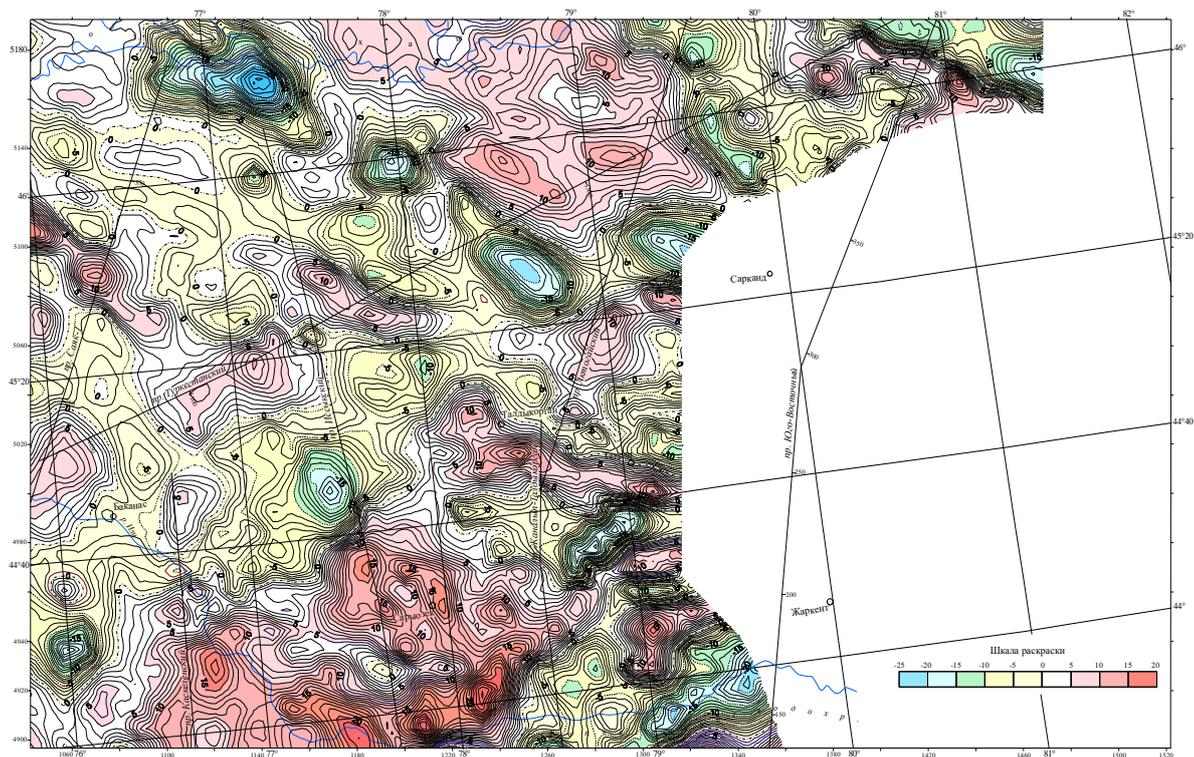


Рисунок 3.5.3 – карта локальных гравитационных аномалий Юго-Востока Казахстана

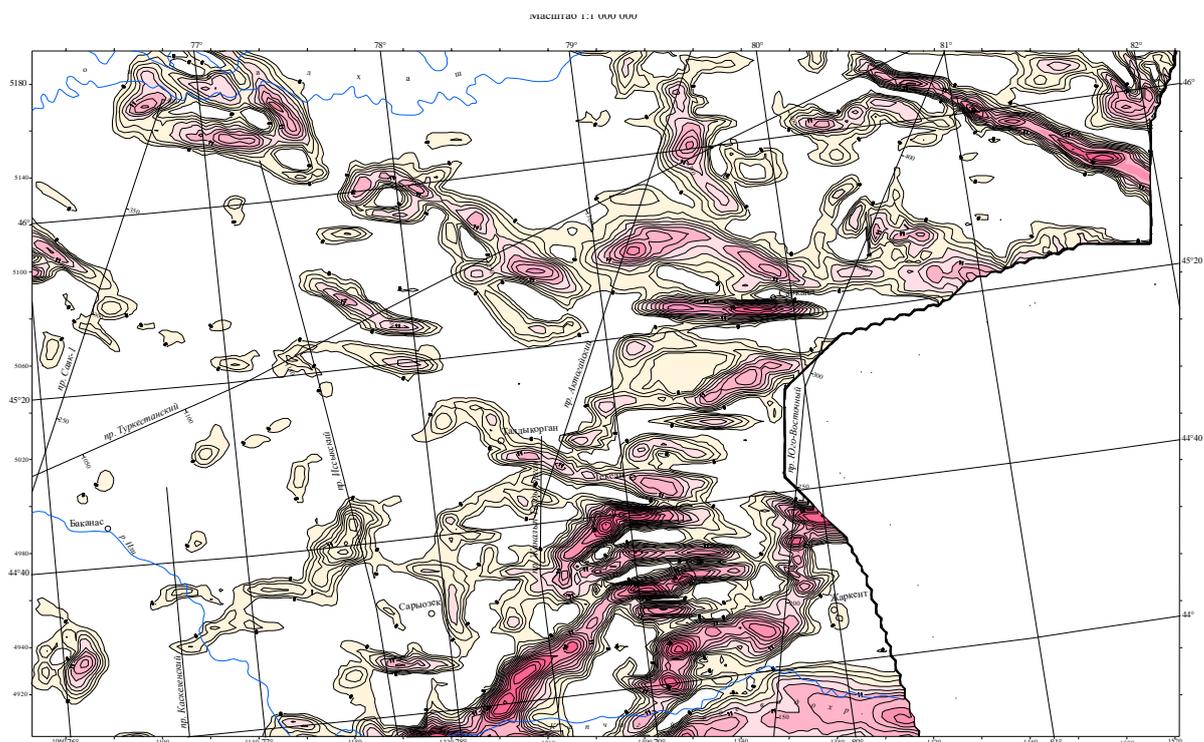


Рисунок 3.5.4 – Карта градиентов гравитационного поля Юго-Востока Казахстана

Среди региональных аномалий, выделенных при пересчете гравитационного поля на высоту 20 км, выделяются две группы: изометричные и линейные. Первые характеризуют относительно стабильные блоки земной коры – останцы континентов и микроконтинентов, вторые – подвижные блоки земной коры (покровно-складчатые пояса), расположенные между микроконтинентами.

Положительные региональные аномалии Δg , отвечающие реликтам докембрийских блоков, имеют крупные размеры, угловатую изометричную форму и преимущественно изометрично-мозаичный рисунок усложняющих аномалий более высоких порядков. В зависимости от степени деструкции и переработки тектоно-магматическими процессами эти структуры имеют различную геофизическую характеристику.

Участки микроконтинентов, сохранявшие в палеозое тенденцию к устойчивому поднятию (древние глыбы), характеризуются интенсивной глубинной гранитизацией и широким проявлением гранитоидного магматизма. Глубинная гранитизация приводит к разуплотнению глубинного вещества, поэтому интенсивность положительных региональных аномалий в этих случаях существенно снижается, а иногда даже знак аномалии меняется на обратный.

Микроконтиненты, сохранявшие в палеозое тенденцию к прогибанию и перекрытые платформенными отложениями большой мощности, отмечаются в наблюдаемом поле региональными отрицательными аномалиями Δg . Однако, после введения в наблюдаемое поле поправок за гравитационное влияние платформенных отложений с избыточной плотностью (до $0,35 \text{ г/см}^3$), таким микроконтинентам соответствуют также положительные аномалии Δg .

Участки микроконтинентов, испытавшие в палеозое относительно слабую тектоно-магматическую активизацию, характеризуются мощным палеозойским эффузивно-осадочным чехлом, при слабо развитом интрузивном магматизме. В таких случаях в рисунке гравитационного поля отражается древний структурный план, присущий микроконтиненту.

В пределах микроконтинентов, активно переработанных в палеозое, нередко происходит интенсивная базификация гранитно-метаморфического слоя. В гравитационном поле такие участки отмечаются региональными положительными аномалиями чрезвычайно высокой интенсивности. Интенсивность таких аномалий в 2 и более раза выше, чем над участками микроконтинентов, слабо переработанных процессами деструкции и тектоно-магматической активизации. Указанные неоднородности учитывались при характеристике конкретных геологических тел только в том случае, когда они подкреплялись независимыми данными ГСЗ и МТЗ.

Все внутриплитные надастенолитовые структуры отмечаются отрицательными региональными гравитационными аномалиями высокой интенсивности. Наземные вулканические пояса в гравитационном поле не проявлены. Над океаническими палеорифтами и палеоостроводужными системами сохраняются интенсивные гравитационные максимумы.

В Казахстане большинство структур на современном эрозионном срезе сложены образованиями островодужной и коллизионной стадий. Метаморфиты докембрия вскрыты лишь в останцах микроконтинентов, а офиолитовые ассоциации, несущие информацию о земной коре океанического этапа развития - в пластинах меланжа и в основании аккреционных комплексов островных дуг. Наблюдается общая тенденция снижения плотности, а значит и поля Δg , вулканитов от океанических к континентальным. В магнитном поле, наоборот, более интенсивно проявлены вулканиты континентальной и островодужной стадий [46, с.33-44].

Группа структур растяжения подразделена на структуры с океанической и континентальной корой. К структурам с океанической корой отнесены палеорифты, достигавшие океанического раскрытия и остаточные прогибы.

Палеорифты, где растяжение завершилось спредингом океанической коры характеризуются положительными гравитационными аномалиями высокой интенсивности. Выходы ультрабазитов в офиолитовых швах также фиксируются цепочками положительных магнитных аномалий. Внутриконтинентальные палеорифтовые системы (Центрально-Джунгарская) характеризуются отрицательными региональными аномалиями силы тяжести. К структурам, сформированным на пассивных окраинах континентов, отнесены также окраинно-континентальные пояса на древнем гранулитовом основании (Каратауский, Рудно-Алтайский и др.). Стиль развития этих поясов рифтогенный. Они формировались на границах литосферных плит и представляли собой структуры переходные от континентальных к океаническим, с сокращенной мощностью и существенно метабазитовым составом земной коры. Для них характерны положительные аномалии Δg высокой интенсивности. В пределах хорошо вскрытых окраинно-континентальных поясов по совокупности геолого-геофизических данных выделены каледонские и герцинские рифтовые прогибы (Больше-Каратауский, Северо-Восточный и Юго-Западный Рудного Алтая), которые фиксируются отрицательными аномалиями Δg на фоне более крупных положительных аномалий [166].

Изложенная схема комплексной обработки гравиметрических материалов дает возможность получения информативных моделей строения земной коры и верхней мантии до астеносферного слоя. Полученные такими способами модели широко могут быть использованы при характеристике глубинного строения структурных зон и их классификации.

Основными методическими принципами при изучении строения тектоносферы гравиметрическими исследованиями являются:

- при изучении глубинного тектонического строения применяются гравиметрические карты наблюденного и трансформированного поля различных масштабов, поскольку они содержат наиболее полную информацию как о регионе в целом, так и по отдельным объектам;

- для привязки неоднородностей строения тектоносферы по разным уровням глубин необходимо привлечение независимых данных, таких как

магнитотеллурические (МТЗ), сейсмические, сейсмотомаграфические, геологические и др;

– анализ гравитационного поля на территории позволил четко выделить региональные аномалии аномалий I и II-го порядка, которые отражают распределение высокоплотностных (положительные аномалии) и низкоплотностных (отрицательные аномалии) масс в интервале глубин от 30 до 350 км; зональные аномалии первого порядка характеризуют неоднородности мантии ниже уровня 150 км, а второго порядка, освещают глубины выше этого уровня и хорошо увязываются со структурами выделяемые на сейсмических моделях по конкретным профилям, характеризуя блоки верхней мантии и нижней части земной коры разного вещественного состава и строения; большинство из них соответствуют разнородным по глубинному строению и составу блокам тектоносферы;

– карты локальных гравитационных аномалий (трансформации гравитационного поля, полученные в результате пересчета в верхнее полупространство на 10, 20 и 40 км), использовались для изучения строения верхней части земной коры, для выявления аномалиеобразующих геологических тел на уровне гранитно-метаморфического и гранулит-базитового слоев;

– установлено, что тип гравитационных полей, как правило, определяется режимом тектонического развития структуры, что позволило наметить принципы классификации аномалий силы тяжести характерных для различных структурных зон с различным режимом тектонического и геодинамического развития.

Изложенная схема комплексной обработки гравиметрических материалов дает возможность получения информативных моделей строения земной коры и верхней мантии до астеносферного слоя. Полученные такими способами модели широко использованы при характеристике глубинного строения структурных зон и их классификации.

3.6 Магнитометрические исследования

При изучении глубинного строения Южного Прибалхашья использованы карты аномальных магнитных полей масштаба 1:500000-1:200000, составленные производственными подразделениями по материалам высокоточных аэромагнитных и наземных съемок .

Материалы съемок разных лет по возможности приведены к одному уровню и увязаны между собой. Измеренное магнитное поле отражает на поверхности Земли различные глубинные источники. Карты наблюденного магнитного поля дали информацию о вещественном составе структур, формировавшихся в различных геодинамических обстановках и использовались для уточнения границ их распространения.

Измеренное магнитное поле отражает различные источники. Большинство существующих методов решения обратной задачи магниторазведки разработаны для локальных аномалий. Поэтому, в магнитометрии, как и при анализе гравитационного поля, для практических целей полное геомагнитное поле разделяется на нормальное и аномальное. Для этого производится трансформация исходного материала с целью подчеркнуть те или иные особенности поля и затушевать (ослабить) сторонние эффекты, исходя из поставленной задачи. При этом последние не полностью исключаются из трансформированного материала, а частично сохраняются в нем в виде некоторого искажающего влияния. Трансформированные поля позволяют только улучшить наглядность влияния отдельных возмущающих факторов. Как правило, аномальная часть связана с неоднородной намагниченностью земной коры, а нормальная – с эффектами протекания токов в мантии и ядре

Наиболее простым способом разделения аномалий являются способы, основанные на частотной селекции (частотной фильтрации) исходного поля. К ним относятся осреднение, пересчет поля в верхнее полупространство, пересчет поля в нижнее полупространство и расчет производных магнитного потенциала. Кроме того, все вышеперечисленные методы трансформаций позволяют исключить искажающее влияние самой верхней части разреза и получить распределение магнитного поля на определенной глубине. Осреднение поля так же, как и пересчет поля в верхнее полупространство, являются фильтром низких частот, т.е. оно подавляет локальные аномалии (как правило, связанные с верхней частью разреза) и сохраняет в малоискаженном виде региональные составляющие.

Необходимо отметить, что методы фильтрации сигналов достаточно просто реализуются на базе ЭВМ. Комбинация фильтров низкой частоты с различной апертурой и метода вычитания позволяет также реализовать фильтры высокой частоты, полосно-пропускающие и полосно-заграждающие фильтры, которые позволяют подчеркнуть или подавить эффекты от объектов, находящихся на тех или иных глубинах.

Трансформация аномального магнитного поля на региональную и локальную составляющие с различным радиусом осреднения дает детальное представление о геологическом строении района. Региональные магнитные аномалии выделены по пересчетам аномального магнитного поля в верхнее полупространство на разные высоты. На картах пересчетов поля ΔT в верхнее полупространство отражены аномалии крупных размеров и выдержанные по параметрам.

Сравнение карт пересчетов магнитного поля на разные высоты показывает, что региональные аномалии проявляются, начиная с высоты пересчета 5 км, и сохраняются на всех картах пересчетов до 40 км. Наиболее оптимальной для их выделения в исследуемом районе принята высота пересчета на 10 км. При этом на 10 км пересчете не остается следов локальных

искажений, и в то же время региональные аномалии не сглаживаются так сильно, как при пересчете на 40 км.

По данным экспериментальных пересчетов магнитного поля в нижнее полупространство М.В. Куминовой и А.М. Шуруновой (1970) региональным положительным аномалиям соответствуют магнитоактивные массы на глубинах до 20 км. Региональные положительные аномалии нередко отмечают структуры рифтогенного типа развития, сопровождающиеся формированием мощного слоя корово-мантийной смеси, насыщением земной коры мантийным материалом и образованием на сравнительно небольших глубинах очагов базальтоидных магм.

Карта региональной составляющей аномального магнитного поля в интегрированном виде отражает распределение магнитоактивных масс и является определяющей при реставрации некоторых геодинамических обстановок: рифтовых и островодужных систем, наземных вулканических поясов и т.п. Так границы вулканических поясов Южного Прибалхашья фиксируются региональными положительными магнитными аномалиями высокой интенсивности (рисунок 3.6.1).

Карта локальных магнитных аномалий информативна для уточнения скрытых под рыхлыми отложениями впадины офиолитовых комплексов и вулканических покровов наземных вулканических поясов. Образование наземных вулканических поясов характеризуется высокой индуктивной и термоостаточной намагниченностью, и отмечаются сложными знакопеременным и положительными магнитными аномалиями высокой интенсивности. Кроме того локальными магнитными аномалиями отмечаются зоны крупных разломов, эндо-и экзоконтактовые части гранитоидных массивов, субвулканические тела, отдельные вулканические покровы, зоны метасоматически-измененных горных пород, вулкано-тектонические структуры кольцевой формы.

Анализ магнитометрических данных показал, что высокими магнитными свойствами, определяющими рисунок магнитного поля, обладают в основном породы магматического происхождения. Для вулканических пород установлена тенденция к возрастанию магнитных свойств от ранних к поздним геосинклинальным, орогенным, а затем к платформенным формациям. Исходя из этого, возможности магниторазведки в изучении фундамента и раннегеосинклинальных структур ограничены. Вулканогенные формации ранних стадий в аномальном магнитном поле проявляются слабо. Интенсивность аномалий при погружении структур, сложенных этими формациями, быстро снижается, и при мощности перекрывающих отложений до 2000—3000 м аномалии не прослеживаются. В тех случаях, когда в составе формаций средних и орогенных стадий присутствуют вулканогенные отложения, на фоне создаваемых ими магнитных аномалий, как правило, невозможно отделить менее интенсивные аномалии от вулканических отложений ранних стадий. Если к раннегеосинклинальным структурам

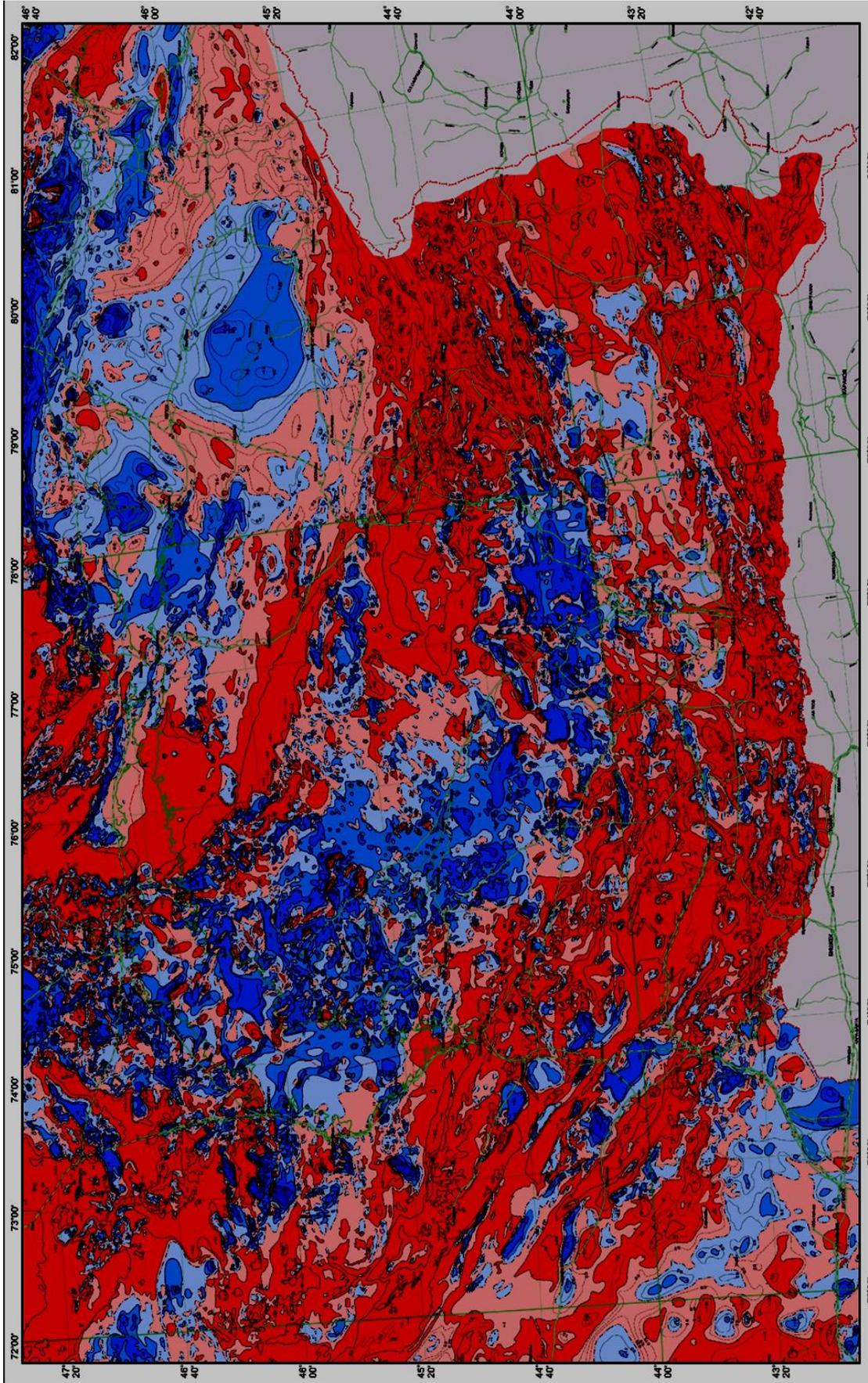
тяготеют пояса слабовскрытых интрузий, то интрузивные тела достаточно четко отражены в аномальном магнитном поле.

В таких случаях данные магниторазведки косвенным образом помогают расшифровать раннегеосинклинальный структурный план. Структуры, сложенные формациями средней стадии, гравиразведкой картируются плохо.

Плотность пород терригенных формаций близка к средней плотности отложений разреза района, а андезитово-базальтовых и известняково-доломитовых, хотя и превышает среднюю плотность пород по разрезу, но обуславливает аномалии, на порядок меньшие по интенсивности, чем аномалии от раннегеосинклинальных структур.

Гораздо более эффективными при изучении структур, сложенных формациями средних стадий, оказались сейсмические и магнитометрические методы. Отложения флишеидных и морских молассовых формаций хорошо фиксируются методом отраженных волн, так как им свойственна значительная внутренняя дифференциация скоростных свойств в пределах пачек и ритмов. В тех случаях, когда в составе формаций средних стадий присутствуют вулканогенные породы среднего и основного состава, они характеризуются пестрым знакопеременным магнитным полем и положительными магнитными аномалиями высокой интенсивности.

Наиболее крупными и резко выраженными региональными положительными аномалиями отмечаются наземные вулканоплутонические пояса, формировавшиеся в краевых частях континентов на границах с океанами. В данном конкретном случае подобной аномалией уверенно очерчен позднепалеозойский Балхаш-Илийский пояс. Вулканогенные породы орогенных формаций, которые слагают Прибалхашско-Илийский вулканический пояс, обладают высоким индуктивным и термоостаточным намагничением и отмечаются положительными магнитными аномалиями высокой интенсивности. На картах пересчетов аномального магнитного поля вверх на большие высоты интенсивность таких аномалий снижается медленно. Эти аномалии отнесены к классу региональных магнитных аномалий. Таким образом, в аномальном магнитном поле выражены главным образом вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации орогенных, дейтероорогенных, квазиплатформенных и в меньшей мере инверсионных этапов. Анализ магнитометрических данных позволяет уточнить состав относительно молодых вулканических образований, структурные особенности вулканогенных толщ, зоны динамо- и гидротермального метаморфизма, размещение субвулканических фаций и комагматических плутонических комплексов. Вулканогенные формации ранних стадий слабо отражаются в аномальном магнитном поле, поэтому метод магниторазведки более эффективен для уточнения особенностей строения верхних ярусов.



.Рисунок 3.6.1 – Карта аномального магнитного поля Юго-Востока Казахстана
Масштаб 1:1000000 Изолинии (ΔT)а ЭПОХА 1964.5 года Главный редактор – Б.С.Ужженов

Выводы

1. Комплексная интерпретация физических моделей – плотностной, магнитной, структурно-скоростной, геоэлектрической, содержания SiO_2 в породах – оказалась весьма эффективной и позволила выявить неоднородности строения земной коры и верхней мантии по вертикали и латерали. Наиболее достоверны построения для верхних горизонтов земной коры, поскольку они обеспечены большим количеством фактического материала, в том числе и геологического. Полученные такими способами модели широко использованы при характеристике глубинного строения структурных зон, их классификации и отображены на карте в соответствующих обобщенных знаках легенды.

2. На основе анализа глубинного тектонического строения по-новому могут быть поняты процессы палеогеодинамического развития района. Это выдвигает новый круг задач, на основе решения которых возможно дальнейшее успешное развитие металлогенических исследований юга Казахстана.

3. При реконструкции палеогеодинамических обстановок результаты анализа геофизических полей и расшифровка геологической природы аномалий сравнивались с типовыми парагенезисами физических полей современных подвижных поясов, геодинамические режимы которых близки

4. Результаты геологической интерпретации геофизических данных использованы для выяснения причин металлоносности различных литосферных блоков, изучения глубинной структуры рудных районов, их типизации по геофизическим параметрам и рудной специализации. Полученные данные могут быть реализованы в моделях глубинного строения и рудно-магматического, флюидного процесса формирования месторождений.

5. Повышенной намагниченностью обладают вулканические формации средней и поздней стадий геосинклинального развития. В совокупности с прорывающими их интрузиями, эти формации определяют характер аномального магнитного поля. Формации ранних стадий обладают небольшими значениями намагниченности и в аномальном магнитном поле не отражаются, за исключением отдельных горизонтов диабазовых порфиритов с магнитной восприимчивостью $(200—350) \cdot 10^{-5}$ ед СИ.

7. На основании анализа плотностных свойств установлены относительное гравитационное влияние отдельных формаций и геологическая природа аномалий силы тяжести. Изучение магнитных свойств пород позволило выделить формации с высокими магнитными свойствами, уточнить их распространение в зависимости от особенностей магнитного поля и сделать выводы о природе магнитных аномалий.

4 Характеристика геофизических полей

Изучение глубинного строения проводилось на основе анализа всех накопленных геологических и геофизических данных. Главная роль в построении модели отводится геофизическим методам, поскольку мощность литосферы в Казахстане в среднем составляет 180-300 км и изучение ее неоднородностей невозможно без применения гравиметрии, магнитометрии, геотермики МТЗ, сейсмометрии и др. Поэтому для изучения глубинного геологического строения земной коры за основу приняты данные МОВЗ-ГСЗ, увязанные с основными параметрами гравитационного, магнитного и электрического полей в пло, а в верхней мантии – материалы МТЗ.

4.1 Результаты петрофизических исследований района

Результаты изучения и обобщения данных о плотности и магнитной восприимчивости горных пород геологических формаций Балхашьской и Илийской впадины, участвующие в строении юго-востока Казахстана показаны на рисунках 4.1.1-4.1.6 и таблицах 1,2.

Наиболее древние нижне-среднепротерозойские образования сарычабинской и косагашской свит Балхашьской впадины характеризуются неоднородной плотностью: высока у амфиболитов ($\sigma = 3,06 \text{ г/см}^3$), относительно низка у сланцев и гнейсов. Гранито-гнейсы сарычабинской серии характеризуются плотностью $2,65-2,67 \text{ г/см}^3$ и образуют первый (нижний) плотностной комплекс (рисунок 5.1, табл. 1).

Рифейские отложения косагашской, сууктюбинской и, частично, текелийской свит образуют второй плотностной комплекс со средневзвешенными значениями плотности $2,72-2,75 \text{ г/см}^3$ (рисунок 5.2). Нижне-, средне-, верхнепалеозойские отложения распространены в районе широко и представлены несколькими типами разрезов, характеризующиеся широким разбросом значения плотности (рисунок 5.3-5.4).

Отдельный плотностной комплекс образуют нижне-, среднекаменноугольные отложения от мамбетовской до дегересской свиты, со средневзвешенной плотностью $2,66 \text{ г/см}^3$.

Верхнекаменноугольно-пермские отложения имеют плотность $2,60 \text{ г/см}^3$. Триасовая система представлена отложениями малайсаринской свиты характеризующиеся низкими значениями плотности - $2,41 \text{ г/см}^3$.

Во всех структурах самый верхний плотностной комплекс слагают палеоген-четвертичные отложения характеризующиеся плотностью $2,31-2,12 \text{ г/см}^3$, среднее $2,20 \text{ г/см}^3$.

Основание Илийского синклинория предположительно представлено протерозойским гнейсово-амфиболитовым комплексом типа анархайской свиты Чу-Илийского региона с плотностью $2,74 \text{ г/см}^3$.

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	СВИТА	ИНДЕКС	МОЩНОСТЬ	ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД	ПЛОТНОСТЬ σ г/см ³										МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ				
							КОЛ-ВО ОБРАЗЦОВ	СТАНДАРТ (ДИСПЕРСИЯ)	СРЕДНЕВЗВЕШАННОЕ ЗНАЧЕНИЕ											КОЛ-ВО ОБРАЗЦОВ	СРЕДНЕЕ ЗНАЧЕНИЕ
										2.62	2.64	2.66	2.68	2.70	2.72	2.74	2.76	2.78	2.80		
И	Е		СУУКТЮБИНСКАЯ	R ₂ st	950-2200	ВЕРХНЯЯ ПОДСВИТА (R ₂ +St ₂)	70	0.001	2.73											70	3/4
						Известняки	46	0.006												40	8/9
						Мраморы	31	0.002											31	3/1	
						НИЖНЯЯ ПОДСВИТА (R ₂ St ₁)	59	0.001	2.73											53	1/1
						Слюдяно-известковые сланцы	25	0.001												25	0/0
						Известняки, черные, серые, доломитизированные, массивные и слоистые	110(100)													102	2
						Известняки с доломитом, частично ортодоксированные	42(44)													44	10
						Известняки углистые	29(29)												26	0/11	
И	Ф		КОСАГАШСКАЯ	R ₁ ks	1500-2000	Гнейсы биотитовые	62	0.002	2.75											62	11/7
						Гнейсы биотит-роговообманковые	29	0.01												22	23/17
						Сланцы слюдяные	41	0.002											41	7/5	
						Мраморы	29	0.01											29	7/6	
						Кварциты	22	0.03											22	0/0	
						Двуцветно-кварцевые, биотит-кварцевые, амфиболитовые, серицитовые сланцы	109		2.73											111	8/9
						Слюдисто-полевошпатово-кварцевые сланцы (в том числе с алюмосиликатами)	49													49	14/15
						Гнейсы кварц-биотит-микромиклин-кварцевые, гнейсы кварц-кварцевые, гнейсы кварц-кварцевые сланцы с слюдяными	52											52	12		
						Слюдистые кварциты, слюдяно-микромиклин-кварцевые сланцы	28												29	4/5	
						Слюдисто-кварцевые сланцы с турмалином	39												40	1/9	
						Тонкопосчатая микромиклин-дацитовая порода	31												31	3	
						Серицит-кварцевые сланцы	37												40	14/15	
НИЖНИЙ	ПРОТЕРОЗОЙ		САРЫЧАБЫНСКАЯ СЕРИЯ	Pr, sr	>3500	Сланцы, кварциты	52		2.74												
						Песчаники	3														
						Амфиболиты	32														
						Сланцы	12														
						Гранито-гнейсы	27														
						Миллититы, плагиогнейсы	130(132)		2.67											131	9
						Биотит-амфибол-кварц-полевошпатовые сланцы, слюдяно-полевошпатово-кварцевые сланцы	31(29)													32	16
						Диорито-гнейсы	15(16)												15	9	
						Гранито-гнейсы, гнейсы, граниты, плагиогнейсы, гранито-гнейсы кампильтизированные	222(207)												210	16/17	
						Амфибол-полевошпатовые гнейсы, гнейсы, слюдяно-кварцевые сланцы, миллититы, гранито-гнейсы	86(99)												94	10	
						Гнейсы амфиболитовые	31												32		
						Альбит-эпидотовые сланцы	40(19)												21	17	
						Амфиболиты	110(103)												102	37	
						Гранито-гнейсы (Коктасты)	20(19)												18	133	

Рисунок 4.1.1 – Физические свойства горных пород протерозой-рифейских отложений

Нижнепалеозойские отложения (акпасская, каспанская, каракунгейская, коксайская и жиландинская свиты) характеризуются близкими значениями плотности -2,67-2,73 г/см³, при среднем - 2,69 г/см³. Нижне-, среднедевонские отложения по плотности (2,69 г/см³) аналогичны пятому плотностному комплексу Текелийского антиклинория. Средневзвешанная плотность пород мезозойского и кайнозойского чехла равна 2,40 г/см³. Избыточная плотность на границе палеозойского фундамента составляет 0,2 г/см³ (см. рисунок 5.2).

Магнитная восприимчивость (χ) осадочных пород Илийской впадины не превышает первых десятков единиц СГС.

Таблица 4.1 – Петрофизическая характеристика стратиграфических комплексов Северо-Джунгарского, Бороталинского, Илийского синклиналиев, Центрально -и Южно-Джунгарских антиклиналий [108,109,142]

Система	Свита, ярус	σ г/см ³	$\times 10^{-6}$ СГС	Система	Свита, ярус	σ г/см ³	$\times 10^{-6}$ СГС
Кембрийская	Сарычабинская	2,68	3-640	Каменноугольная	Башкирский	2,66	15-1050
		2,62			Батпакский	2,61	
		2,61			Джаманбулакский	2,75	
		2,75			Дегересская	2,70	
		2,70			Матайская	2,69	
		2,69			Бескайна-рская	2,62	
Ордовикская	Сууктюбинская	2,71	0-20	Пермская	Кызылкайнарская	2,63	13-3400
	Текелийская	2,68	0-240		Красногоровская	2,61	
	2,68	0-10	Чулакская		2,62		
	Жиландинская	2,68	0-10		Чанканайская	2,55	
Силурийская	Лландоверийский	2,74	0-10	Силурийская	Пермская и триасовая	Карашокинская	2,53
	Лудловский	2,70	0-10			Малайсаринская	2,41
Девонская	Салкинбельская	2,69	0-20	Девонская			
	Эйфельский	2,64	0-10				
	2,62	0-20					
	Жиетский	2,64	0-20				
Каменноугольная	Турнейский	2,66	3-2300	Каменноугольная			
	2,72	3-2300					
	Кетменская	2,65	10-40				
	Визенамюрский						

Хотя в отдельных скважинах вскрыты глины с χ более $1000 \cdot 10^{-6}$ СГС. Высока χ у эффузивов, слагающих палеозойский фундамент. По скоростным характеристикам осадочные породы достаточно расчленены: для четвертичных отложений скорость распространения продольных волн $V_p = 1,6-2,2$ км/с, неогеновых и палеогеновых - $3,8-4,1$ км/с, для песчано-глинистых и угленосных образований триаса-юры - $2,3-3,1$ км/с. В палеозойском фундаменте скорости V_p составляют около $5,4-5,5$ км/с.

Первый включает относительно высокоомные четвертичные отложения (удельное электрическое сопротивление (ρ) изменяется от $50-70$ до $200-300$ Ом·м, иногда до 10000 Ом·м). В средней части разреза находятся неогеновые и палеогеновые глинистые образования, характеризующиеся $\rho = 10-50$ Ом·м. Более низкоомные ($\rho = 4-6$ Ом·м) угленосные отложения триаса-юры слагают третий горизонт. Палеозойские образования фундамента образуют четвертый высокоомный горизонт с $\rho = 100-1000$ Ом·м.

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	СВИТА	ИНДЕКС	МОЩНОСТЬ	ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД	ПЛОТНОСТЬ $\sigma_{\text{пл}}$						МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ		
							КОЛ-ВО ОБРАЗЦОВ	СТАНДАРТ (Д/СПЕРСЯ)	СРЕДНЕВЕЩАНОЕ ЗНАЧЕНИЕ					КОЛ-ВО ОБРАЗЦОВ	СРЕДНЕМОДА
										2,62	2,64	2,66	2,68		
ИХН	СОЛДАТСКАЯ	Rsl	до 1100	Верхняя подвита	33	0.003	2.68	[Hatched Area]						33	2/5
				Известняки	38	0.003								38	3/2
				Нижняя подвита	22	0.001								22	5/5
				Известняки	23	0.004								23	0/1
				Доломиты	39	0.009								33	6/5
				Мраморы	36	2.70	36	10							
				Сланцы	32	0.002	2.72-2.74	[Hatched Area]						34	0
				Верхняя подвита	82	82								0	
				Углисто-карбонатные сланцы, углистые известняки	67	67								2/48	
				Известняки с осколками породы брекчиаидной текстуры	27	30								18	
Нижняя подвита	27	0.01	2.61	[Hatched Area]						27	14/13				
Сланцы	58	0.04								58	4/3				
Конгломераты	21	0.006								21	2/4				
Мраморы	54	0.001	2.63	[Hatched Area]						54	14/14				
Песчаники	48	0.009								48	7/6				
Сланцы	27	0.02								30	18				
Карбонатные сланцы	58	0.002	2.69	[Hatched Area]						58	2/2				
Верхняя подвита (R _{1k})	45	0.005								45	4/3				
Известняки	69	0.01								69	3/5				
Сланцы углеродистые	23	0.002								—	—				
Сланцы углеродистые	37	0.002								37	1/2				
Кремнистая порода	21	0.01								21	16/15				
Кремнистая порода	23	0.007								23	15/13				
Алевролиты	24	0.006								24	12/13				
Песчаники	40	0.01								40	6/5				
Сланцы глинистые	43	0.01								43	5/3				
Известково-глинистые сланцы	43	0.007	43	33/35											
Перфидриты	56	0.007	56	4/9											
Глинисто-доломитовые сланцы	51	0.004	51	8/6											
Доломиты	58	0.002	2.68	58	3/5										
Нижняя подвита	72	—	2.69	[Hatched Area]						72	0				
Известняки углистые	56	—								56	—				
Сланцы углисто-карбонатные	129	2.70-2.72	[Hatched Area]						130	6					
Нижняя подвита (R _{1k})	40								39	24					
Известняки тонкослоистые, доломитовые и известняки обожженные, окварцованные	25								25	11					
Доломиты известковые	35								33	13					
Известняки черные массивные и слоистые	35								35	1					
Углистые алевролиты	17								17	2					
Тонкослоистые углистые известняки, окварцованные R _{1k2}															
Углисто-кремнистые алевролиты															

Рисунок 4.1.2 – Физические свойства горных пород рифейских отложений

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	СВИТА	ИНДЕКС	МОЩНОСТЬ	ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД	ПЛОТНОСТЬ $\sigma/\text{г/см}^3$										МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ						
							КОЛ-ВО ОБРАЗЦОВ	СТАТУС (ДИСПЕРСИЯ)	СРЕДНЕВЕЩАНОЕ ЗНАЧЕНИЕ											КОЛ-ВО ОБРАЗЦОВ	СРЕДНЕЕ ЗНАЧЕНИЕ		
										2,62	2,64	2,66	2,68	2,70	2,72	2,74	2,76	2,78	2,80				
ПРОТЕРОЗОЙ КЕМБРИЙСКАЯ	СРЕДНИЙ	ЖИЛАНДИНСКАЯ	Or1	до 1250	Известняки	74	0,001	2,67											74	0			
					Известняки массивные и полосчатые мраморизованные	157																	
					Известняки	58		2,69-2,70															
					КЕРИМБЕКСКАЯ	E ₂ -O ₄ Kr	100-400	Песчаники	32	0,003	2,73											32	14/12
								Диабазовые порфириды	104	0,006													
								Сланцы	89	0,01													
								Известняки	34	0,002													
								Конгломераты	56	0,005													
								Хлорит-актинолитовые сланцы	39		2,78											39	31
								Серицит-хлоритовые сланцы	13														
Диобазы	18																						
Лавы и туфолавы базальтов	124																						
Конгломераты	35		2,60															0					
ЗАХАРОВСКАЯ	E ₁ Zh	75-250	Иодиты, фтаниты	42	0,009	2,61											42	25					
			Алевролиты	29	0,004																		
			Известняки	16	0,003																		
			Сланцы известково-кремневые	53	0,004																		
			Кварциты	59	0,03																		
МАЙЛИКОЛЬСКАЯ	Vmk	70-250	Сланцы	37	0,01	2,71											37	86					
			Песчаники кварцевые	74	0,004																		
			Конгломераты	33	0,01																		

Рисунок 4.1.3 – Физические свойства горных пород венд-ордовикских отложений

В Текелийском антиклинории образования тышкантауской и бурханской свит (2,61-2,63 г/см³) образуют третий-, а солдатсайской, майликольской, верхнетекелийской, захаревской, керимбекской и жиландинской свит четвертый (2,69-2,70 г/см³) плотностные комплексы. Нижне-, среднедевонские отложения имеют значения плотности 2,65-2,73 г/см³ (среднее 2,69 г/см³), а породы ерназарской, мамбетовской и ацибулакской свит выделяются в пятый плотностной комплекс - 2,66 г/см³.

Балхашская впадина характеризуется средней плотностью образований мезозой-кайнозойского чехла от 1,8-до 2,4 г/см³, магнитная восприимчивость близка к нулю. Породы фундамента резко дифференцированы как по плотности (σ) так и по магнитным свойствам (χ). Величина χ для эффузивных пород достигает (1000-7000)·10⁻⁶ СГС. Как и Джунгарском Алатау эффузивы основного и среднего состава во впадине обладают невысокой плотностью (2,67-2,7) г/см³. Осадочные породы верхнего палеозоя характеризуются обычной для территории Казахстана плотностью 2,64-2,71 г/см³.

В целом фундамент Балхашской впадины характеризуется повышенными значениями магнитной восприимчивости и невысокой плотностью.

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	СВИТА	ИНДЕКС	МОЩНОСТЬ	ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД	ПЛОТНОСТЬ σ г/см ³										МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ				
							КОЛ-ВО ОБРАЗЦОВ	СТАНДАРТ (ДИСПЕРСИЯ)	СРЕДНЕВЕЗВШАТНОЕ ЗНАЧЕНИЕ											КОЛ-ВО ОБРАЗЦОВ	СРЕДНЕЕ ЗНАЧЕНИЕ МОДА
										2,62	2,64	2,66	2,68	2,70	2,72	2,74	2,76	2,78	2,80		
С В Е Р Х Н И Й С К Р Е П Х Н И Й Я	ЕРНАЗОРСКАЯ	D _{3er}	200-400	Конгломераты	35	0.003	2,66										27	9/10			
				Песчаники	29	0.002													29	10/14	
				Песчаники вулканомиктовые	15														13	38	
	МАМБЕТОВСКАЯ	D _{3mm}	300-1450	Туфы липаритов	32	0.001												63	106		
				Туфы липарито-дацитов	79	0.002	2,64												61	136	
				Туфы дацитов	39	0.001													39	588/471	
				Туфоглавы дацитов	21														21	206	
				Полевошпатовые дацит-порфиры	28	0.01													28	369	
				Дацитовые порфиры	10	0.05	2,66												10	39	
				Кварцевые керопорфиры	19	0.05													19	299	
				Туфы риелитов	22	0.003													—	—	
				Туфоглавы трахидацитов	22	0.0003													—	—	
				Туфы дацитовые	25	0.0005	2,63												—	—	
	Ксенотуфы	14	0.0008													—	—				
	АЩИБУЛАКСКАЯ	D _{2ab}	520-1400	Туфы андезитов	42	0.007												31	31/33		
Алевриты				24	0.002	2,68											11	2267			
Песчаники				28	0.001												24	14			
Туфопесчаники				24	0.002												28	14/12			
Туфы андезитовые				7	0.001	2,61											24	6/7			
ЕШКИОЛЪ МЕССКАЯ	D _{2es}	300-470	Базальтовые порфириты	41	0.004												32	35			
			Андезитовые порфириты	21	0.002	2,74											21	34			
			Диабазы		0.001																
ТОКСАНБАЙСКАЯ	D _{2tk}	200-900	Риалиты	19													—	—			
			Туфы кислого состава	5													—	—			
			Туфопесчаники	5													—	—			
			Игнимбриты			2,65											—	—			
			Песчаники, сланцы	33													—	—			
			Базальты														—	—			
Алевриты	28													—	—						
Конгломераты	21													—	—						
БИГАШСКАЯ	D _{1bg}	70-500	Известняки	25	0.002												27	4/3			
			Алевриты	25	0.003												28	17/18			
			Песчаники	33	0.003	2,67											33	11/7			
			Конгломераты	21	0.001												21	4/3			
			Известняки	27	0.0004												27	0			

Рисунок 4.1.4 – Физические свойства горных пород девонских отложений

Значения V_p для четвертичной системы невысоки-0,8-1,7 км/с. В неогеновых и палеогеновых отложениях V_p увеличивается до 3,2 и; 2 км/с соответственно. В палеозойском фундаменте скорость достигает 4,8-5,6 км/с.

В геоэлектрическом разрезе аналогично Илийской впадине выделяется низкоомный горизонт мезо-кайнозойских отложений и высокоомный палеозойский фундамент (таблица 4.2).

Интрузивные породы в регионе развиты исключительно широко, оказывая существенное влияние на физические поля. Это объясняется, по-видимому, широким развитием гранито-гнейсовых куполов, вмещающих массивы авто- и аллохтонных гранитов.

Таблица 4.2 – Петрофизическая характеристика стратиграфических комплексов Балхашской впадины

Система	σ г/см ³	$\chi \cdot 10^{-6}$ СГС	V_p км/с	ρ Ом·м
Ордовикская	2,68	15	4,8-5,6	500-1000
Девонская	2,64-2,67	18-450	-	100-1000
Каменноугольная	2,58-2,60	170-1100	4,8-5,6	500-1000
	2,69-2,70	150-1200		
	2,59-2,70	240-900		
Пермская	2,59-2,61	230-900		
	2,36-2,65	10-1700		
	2,47	50		
Кайнозойская	1,8-2,40	100	2,6-4,2	2-70 иногда до 400

Возрастной диапазон интрузивных комплексов самый широкий – от протерозойских до пермских. Наименьшими значениями плотности обладают разнообразные по составу граниты вне зависимости от возраста (массивы: басканский – R₃, актастинский – O₁, мынчункурский – O₃, жиланды-кусакский – D₃, чимбулакский – D₃, теректинский – C₁, усекский – C₁₋₂, алтын-эмельский – C₁, хоргосский – P, южно-джунгарский – T₁ комплексы) – 2,57-2,65 г/см³, при средних значениях 2,61-2,63 г/см³. При этом некоторые разновидности имеют высокую магнитную восприимчивость – до 700•10⁻⁵ ед. СИ (басканский комплекс). Гранодиориты, широко представленные в девон-каменноугольных комплексах, имеют значения плотности порядка 2,65-2,68 г/см³ при довольно широком разбросе значений магнитной восприимчивости: от слабомагнитных до 236•10⁻⁵ ед. СИ (алтын-эмельский комплекс). Наибольшими значениями плотности (2,74-2,96 г/см³) обладают габбро и габбро-диориты, широко развитые в пределах Текелийского антиклинория и Алтын-Эмельского синклинория (актастинский, теректинский и южно-джунгарский комплексы). Они же отмечаются наибольшими значениями магнитной восприимчивости – от 45 до 2700•10⁻⁵ ед. СИ. Диориты имеют меньшую плотность (2,67-2,78 г/см³) и более низкие значения магнитной восприимчивости – 65 – 230•10⁻⁵ ед. СИ.

Проведенный выше анализ физических параметров региона позволил выделить несколько петрофизических границ, которые были положены в основу количественных расчетов.

Повышенные значения средней плотности (2,76—2,82 г/см³) имеют породы протерозоя, венда — ордовика и морской терригенно-молассовой силура. Плотность пород остальных формаций каледонского тектоно-магматического цикла колеблется от 2,65 до 2,68 г/см³. Средневзвешенная плотность пород формаций средней и поздней стадий герцинского этапа 2,67 г/см³. Несколько повышенным значением (2,71 г/см³) обладают андезитовые и базальтовые порфириды каркаралинской свиты.

Для формаций ранних стадий герцинского тектоно-магматического цикла характерна высокая средняя плотность: морская андезит-базальтовая

среднего—верхнего ордовика — $2,80 \text{ г/см}^3$; яшмо-диабазовая этого же возраста — $2,76—2,78 \text{ г/см}^3$. Породы этих формаций изучены в пределах Спасской зоны надвигов и Жаман-Сарысуйского антиклинория. В пределах Тектурмасской зоны средняя плотность пород яшмо-диабазовой и кварцито-сланцевой формаций также повышена — $2,76 \text{ г/см}^3$.

По магнитным свойствам породы палеозоя разделены на немагнитные: осадочные и метаморфические отложения, граниты, гранодиориты; слабо- и сильномагнитные: вулканиты и интрузивные породы. Наибольшей магнитной восприимчивостью характеризуются породы каменноугольной и пермской систем. Перепады значений χ для вулканитов $(3000-4000) \cdot 10^{-6}$ СГС.

Плотностные свойства интрузивных формаций северо-западной части Жонгаро-Балхашской складчатой системы хорошо согласуются с таковыми Жонгарского Алатау. Средняя плотность $2,57—2,59 \text{ г/см}^3$ свойственна гранитам акчатауского, кызылкайнарского и топарского комплексов. К этой же группе следует отнести граносиениты и сиенит-порфиры кокдомбакского комплекса. Гранодиоритам различных комплексов присущи более высокая плотность ($2,65—2,77 \text{ г/см}^3$) и более широкий разброс значений этого параметра. Самыми плотными в ряду интрузивных пород являются диориты и габбро (соответственно $2,74—2,80$ и $2,88—2,94 \text{ г/см}^3$).

При изучении глубинного строения региона была учтена геолого-геофизическая модель земной коры и верхней мантии Северного Тянь-Шаня и прилегающих структур, на которой выделяются следующие геологические и петрофизические комплексы [157, с.92-94]:

- 1) мезозойско-кайнозойский седиментный $V_p < 5,0 \text{ км/с}$; $\sigma \leq 2,55 \text{ г/см}^3$;
- 2) палеозойский вулканогенно-метаморфический ($V_p < 6,0 \text{ км/с}$; $\sigma = 2,65 \text{ г/см}^3$);
- 3) палеозойские гранитоидные интрузии, переходящие я глубине в гранито-гнейсы ($V_p = 5,5 \text{ км/с}$; $\sigma = 2,60 \text{ г/см}^3$);
- 4) верхнекоровый гранито- гнейсовый (сиалический) ($V_p = 6,0-6,4 \text{ км/с}$; $\sigma = 2,75 \text{ г/см}^3$);
- 5) среднекоровый гранулитогнейсовый базифицированный ($V_p = 6,4-6,8 \text{ км/с}$; $\sigma = 2,85 \text{ г/см}^3$);
- 6) нижнекоровый гранулит-базитовый (габброидный) ($V_p = 6,8-7,2 \text{ км/с}$; $\sigma = 2,95 \text{ г/см}^3$);
- 7) коромантийный (габбро-пироксенитовый) ($V_p > 7,2 \text{ км/с}$; $\sigma = 3,05 \text{ г/см}^3$),
- 8) активный (разогретый) верхнемантийный (пиролитовый) ($V_p = 7,6-8,2 \text{ км/с}$; $\sigma = 3,29 \text{ г/см}^3$);
- 9) верхнемантийный пиролитовый - нормальная мантия ($V_p = 8,2-8,6 \text{ км/с}$; $\sigma = 3,32-3,36 \text{ г/см}^3$).

В качестве элементов деформационной структуры показаны:

- 1) разломы в верхней части коры, прослеженные геологическими методами;
- 2) зоны резкого изменения прочностных свойств среды (деструктивные зоны);

- 3) ориентировочное положение фронта базификации коры мантийными флюидами;
- 4) граница кровли верхней мантии (подошва земной коры), отождествляемая с геофизической поверхностью Мохо.

4.2 Характеристика гравитационного поля

Решающая роль в изучении особенностей глубинного строения региона принадлежит гравиметрии. В комплексе с сейсморазведкой фиксирует неоднородности строения геологических структур по латерали и вертикали.

Региональный гравитационный фон Жонгаро—Балхашской складчатой системы охарактеризован по карте пересчета исходного гравитационного поля масштаба 1: 500000 в верхнее полупространство на высоту 40 км. На этой карте региональное поле имеет сравнительно простую структуру: в западной части выделяются Центрально-Казахстанская отрицательная и Балхашская региональная положительная аномалии первого порядка, а остальная площадь представлена зоной высоких горизонтальных градиентов силы тяжести интенсивностью до $4 \cdot 10^{-5} \text{ мс}^{-2}/\text{км}$ (рисунок 4.2.1).

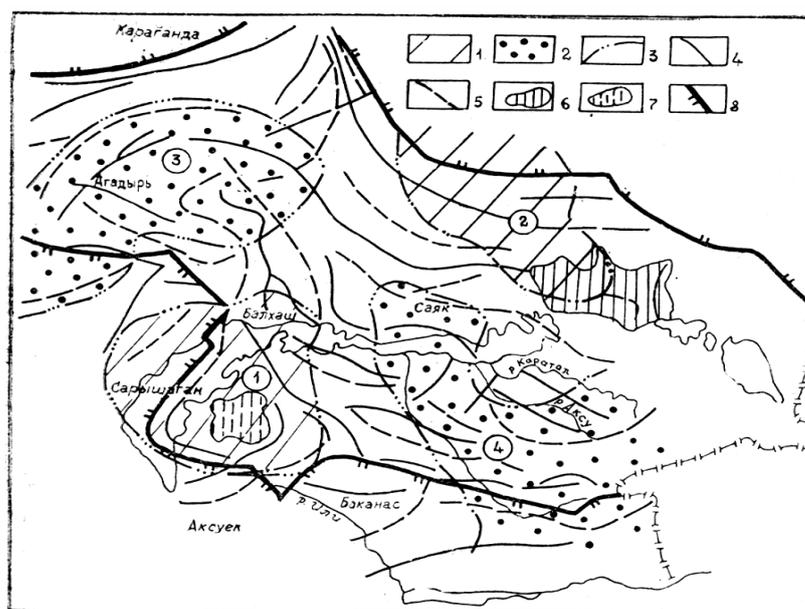


Рисунок 4.2.1 – Характеристика региональных и остаточных аномалий силы тяжести Жонгаро-Балхашской складчатой системы

Региональные аномалии: 1- положительные (1-Балхашская, 2-Акбастауская); 2- отрицательные (3- Центрально-Казахстанская, 4- Джунгарская); 3-условные границы региональных аномалий; оси остаточных аномалий: 4-положительных, 5-отрицательных; крупные нелинейные остаточные аномалии: 6-положительные,7-отрицательные; 8-границы складчатых областей

Уровень регионального гравитационного поля понижается в юго-восточном направлении. Зона градиентов на юго-востоке переходит в Центрально- и Северо-Джунгарскую, а на юге в Северо-Тянь-Шаньскую отрицательные региональные аномалии, которые входят в состав северо-восточной ветви регионального Центрально-Азиатского гравитационного минимума (ЦАГМ).

Природа их изучалась на основе комплексной количественной интерпретации поля Δg способами подборов с привлечением компьютерных технологий, увязанных с моделями сейсмических и сейсмотомографических разрезов.

Анализ региональных гравитационных аномалии показал, что к областям низкоскоростной мантии приурочены интенсивные отрицательные, а высокоскоростной - слабо отрицательные и положительные аномалии. В результате установлено, что аномалии отрицательного и положительного знаков характеризуют блоки верхней мантии разного вещественного состава и строения. Большинство из них соответствуют разнородным по глубинному строению и составу блокам тектоносферы.

На карте пересчета гравитационного поля в верхнее полупространство на 20 км Жонгаро-Балхашской складчатой системы рисунок регионального гравитационного поля более сложный. Кроме интенсивных отрицательных аномалий Джунгарской (Центрально-, Северо-Джунгарская) и Центрально-Казахстанской, выделяются две крупные гравитационные положительные аномалии: Балхашская и Акбастауская (см. рисунок 3.8).

Подавляющее количество региональных аномалий Δg на карте обусловлено неоднородностями земной коры, и в первую очередь, структурами гранитно-метаморфического слоя. Эта карта принята в качестве базовой для вынесения на нее результатов изучения глубинного строения другими методами и их увязки между собой с помощью неоднородностей регионального гравитационного поля, а также для увязки моделей земной коры, составленных по отдельным профилям, в единую для юга Казахстана модель.

Балхашская положительная аномалия охватывает почти всю западную часть Жонгаро-Балхашской складчатой системы. Она имеет изометричную, овальную в плане форму с центром в районе о. Тасарал (оз. Балхаш). Размер аномалии в поперечнике 120-140 км. Она выделяется как в исходном поле, так и на картах региональной составляющей при пересчетах поля вверх на 10 и 20 км. Интенсивность аномалии высокая. Горизонтальные градиенты колеблются от 0,3 до $0,4 \cdot 10^{-5}$ мс⁻²/км, причем наименьшие значения отвечают эпицентру аномалии. Природа Балхашская аномалии объясняется с наличием жестких масс докембрийского Актау-Джунгарского блока.

Мощность вулканогенно-осадочного слоя сокращена здесь до 6 км. Гранитно-метаморфический слой террейна в данном сечении представлен гранулитами основного состава. Мощность высокоскоростного блока порядка 40 км. В верхней половине земной коры, в интервале глубин 10-20 км, скоростная аномалия соответствует гранитогнейсовому куполу.

Акбастауская положительная аномалия соответствует северо-восточной части Жонгаро-Балхашской складчатой системы. В плане она имеет неправильную, овальную форму. Размеры ее составляют 350X 150 км. Аномалия вытянута в северо-западном направлении. Интенсивность ее высокая: горизонтальный градиент изменяется от $(0-0,25) \cdot 10^{-5}$ мс⁻²/км на северо-западе и юго-востоке до $0,2 \cdot 10^{-5}$ м-с⁻²/км в центре и на юге. В целом Акбастауская аномалия отвечает территории, ограниченной Западно-Чингизским, Центральным-Казахстанским и Жонгаро-Баканасским глубинными разломами. Она обусловлена, по видимому, поднятиями поверхностей М, базальтового слоя и жесткой глыбы фундамента, расположенной в основании каледонских структур Западного Чингиза и герцинских структур Северо-Восточного Прибалхашья.

Все описанные региональные аномалии отделены друг от друга зонами горизонтальных градиентов силы тяжести, которые отражают региональные глубинные разломы, ограничивающие крупные разнородные блоки земной коры и верхней мантии.

В пределах региональных аномалий на картах трансформированного поля выделяются локальные аномалии, характеризующиеся в целом несколько пониженной интенсивностью и высокой дифференцированностью. Для большинства из них характерна вытянутая форма. Их протяженность составляет первые сотни, а ширина — первые десятки километров. Ориентированы аномалии этого типа преимущественно в северо-западном и близширотном направлениях (рисунок 4.2.2-4.2.3) и по положению в плане и своим размерам соответствуют главным структурно-формационным зонам Жонгаро-Балхашской складчатой системы.

Балхашский максимум осложнен группой локальных гравитационных положительных и отрицательных аномалий (Тасарал-Торткульская, Новалы-Кызылэспинская, Сарыкум-Кокдомбакская, Бирюк-Сымбыльская, Ушкарская, Кенелйнская, Жиланды-Узенжальская, Узынтауская, Тасбайская), характеризующие тектоническое строение Новалы-Кызылэспинского антиклинория и входящих в его состав отдельных антиклиналей и синклиналей. Алтуайтская и северная половина Майтас-Коунрад-Илийской аномалии отвечают открытой территории Северного Прибалхашья. Центральная часть Майтас-Коунрад-Илийской аномалии охватывает акваторию оз. Балхаш, а ее южная часть — закрытую территорию Южного Прибалхашья.

Все выше описанные аномалии 2-го порядка осложнены локальными максимумами и минимумами силы тяжести. На карте пересчета V_{zz} эти аномалии сохраняются. Средняя интенсивность их колеблется от 5 до $15 \cdot 10^{-9}$ с⁻². Геологическая природа рассматриваемых аномалий близка к таковой Майтас-Коунрад-Илийской аномалии. Это области мозаично расположенных, относительно глубоко погруженных блоков каледонского фундамента, которым отвечают средне-палеозойские синклинории в основании верхнепалеозойских вулканических прогибов. Синклинории

контролируют крупные интрузии гранитоидов. Отрицательные аномалии разделены между собой положительными аномалиями вытянутой формы, ориентированными на северо-восток.

Положительные аномалии отвечают относительно приподнятым поперечным блокам фундамента, как бы продолжающим структурное направление, свойственное Новалы-Кызылэспинскому антиклинорию в пределах ограничивающего его с востока Майтас-Коунрад-Илийского прогиба.

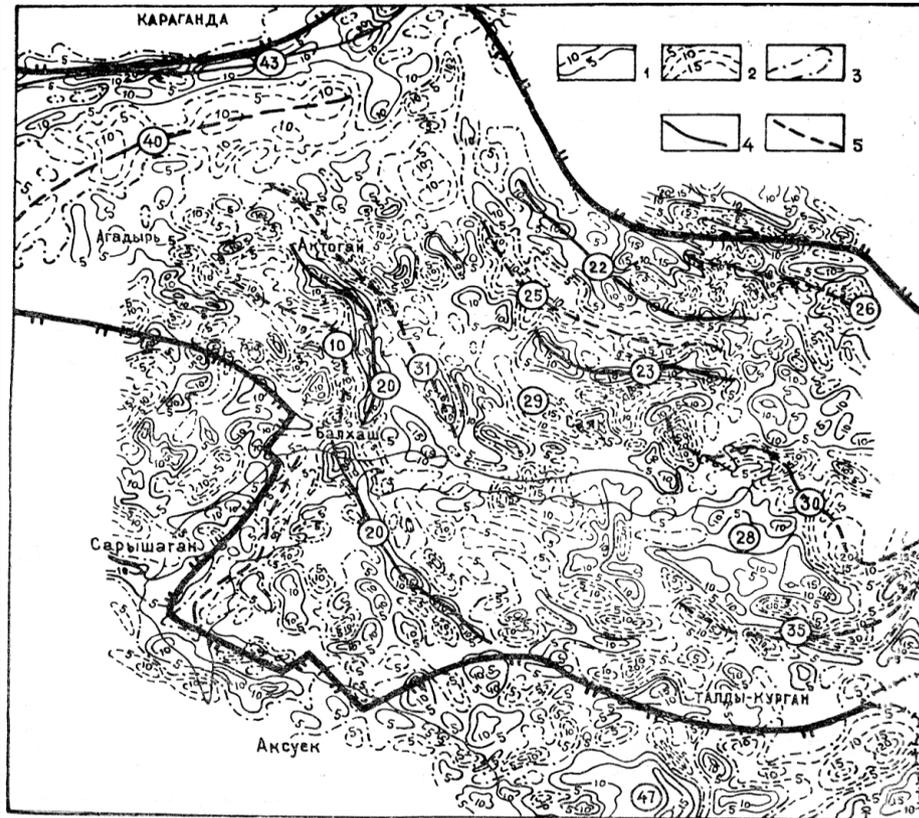


Рисунок 4.2.2 – Схема аномалий V_{zz}
Жонгаро-Балхашской складчатой системы

Изолинии поля V_{zz} : 1 — положительные, 2 — отрицательные, 3 — нулевые (в этвешах); оси полос региональных аномалий: 4 — положительных, 5 — отрицательных (номер соответствует названию аномалии на рис. 4.6)

Майтас-Коунрад-Илийская аномалия вытянута в меридиональном направлении на 250 км от зимовки Майтас на севере до устья р. Или на юге. Ширина колеблется от 20 до 70 км. На уровне эрозионного среза эта площадь преимущественно сложена вулканическими отложениями Прибалхашско-Илийского пояса, прорванными многочисленными интрузиями гранитоидов. Аномалии увязываются с глубоким прогибом каледонского фундамента, выполненным вулканогенно-осадочными отложениями среднепалеозойского возраста пониженной плотности и большой мощности, прорванными крупными интрузиями гранитоидов и перекрытыми верхнепалеозойскими вулканитами.

Юго-западный и юго-восточный секторы Жонгаро-Балхашской складчатой системы представлены серией отрицательных аномалий (Усть-Илийская, Караджа-Нарынская, Бестобинская, Курганкумская, Жетыжольская, Жусалы-Коксайская и Буденовско-Калгутинская), располагаясь на юго-восточном продолжении Майтас-Коунрад-Илийской аномалии.

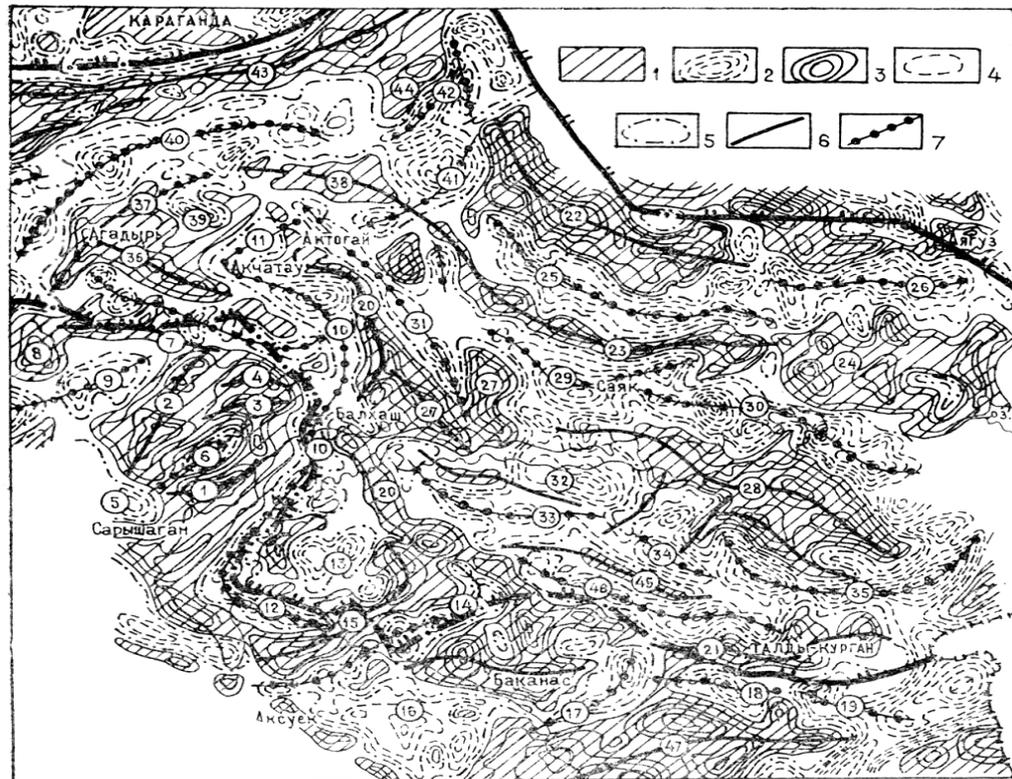


Рисунок 4.2.3 – Схема остаточных аномалий силы тяжести Жонгаро- Балхашской складчатой системы

Остаточные аномалии силы тяжести: / — положительные, 2 — отрицательные; изолинии остаточного поля силы тяжести: 3 — положительные, 4 — отрицательные, 5 — нулевые; оси полос региональных аномалий второго порядка: 6 — положительных, 7 — отрицательных. Локальные аномалии первого порядка: / — Тасарал-Торткульская, 2 — Новалы-Кызылэспинская, 3 — Сарыкум-Кокдомбакская, 4 —■ Бирюк-Сымбыльская, 5 — Ушкарская, 6 — Кенелйнская, 7 — Жиланды-Узен-жалыская, 8 — Узынтауская, 9 — Тасбайская, 10 — Майтас-Коунрад-Илийская, 11 — Алтуайтская, 12' — Усть-Илийская, 13 — Караджа'-Нарынская, 14 — Бестобинская, 15 — Кокतालская, 16 — Курганкумская, 17 — Жеты-жольская, 18 — Жусалы-Коксайская, 19 — Буденовско-Калгутинская, 20 — Токрау-Ортасуйская, 21 — Текелийская (Южно-Джунгарская), 22 — Жоргннская, 23 —■ Калмакэмельская, 24 — Актогайская, 25 — Катанэмельская, 26 — Жиланды-Айгызская, 27 — Казык-Итмурундинская, 28 — Матайская, 29 — Саякская, 30 — Тастауская, 31 — Котанбулакская, 32 — Калганкольская, 33 — Бестасская, 34 — Каратальская, 35 — Саркандская, 36 — Жаман-Сарысуйская, 37 — Акирекская, 38 — Карамендинская, 39 — Байназарская, 40 — Успенская, 41 — Кызылрайская, 42 — Бактинская, 43 — Спасская, 44 — Догаланская, 45 — Центрально-Джунгарская, 46 — Бороталинская, 47 — Архарлинская

Токрау-Ортасуйская положительная аномалия характеризуется значительными размерами (600X15-100 км) и интенсивностью. На карте V_{zz} она сохраняется, средняя интенсивность ее около $10 \cdot 10^{-9}$.

С запада и востока эта аномалия ограничена зонами высоких горизонтальных градиентов силы тяжести, соответствующих Аблан-Каркаралинскому и Боктайскому глубинным разломам. Восточнее г. Балхаш она рассечена Прибрежненской локальной отрицательной гравитационной аномалией первого порядка на две части: северную Токраускую и южную Ортасуйскую. Центральная часть аномалии усложнена локальными максимумами второго порядка. Токрау-Ортасуйская аномалия отражает крупную среднепалеозойскую антиклинорную структуру, определяющую тектонический облик Коунрадского района. Антиклинорий расположен в краевой восточной части Атасу-Джунгарского срединного массива. Ядро его сложено плотными породами допалеозойского возраста и наложенными на них отложениями яшмо-диабазовой формации нижнего палеозоя.

Текелийская положительная аномалия является, по существу, юго-восточным продолжением Токрау-Ортасуйской аномалии и имеет аналогичную интенсивность и природу. К северу от Текелийской аномалии в Центральной Джунгарии расположены Центрально-Джунгарская положительная и Бороталинская отрицательная аномалии. Предполагается, что Центрально-Джунгарская аномалия отвечает одноименному антиклинорию, а Бороталинская — синклинорию, продолжающимся в пределах закрытой территории Южного Прибалхашья.

Выводы

1. Региональные гравитационные аномалии первого порядка позволяют выявлять неоднородности глубинного строения нижней части земной коры и верхней мантии и отражают распределение высокоплотных (высокоскоростных) и низкоплотных (низкоскоростных) масс в интервале глубин от 30 до 450 км.

2. Региональные гравитационные аномалии второго порядка — блоковое строение земной коры на уровне структурно-формационных зон и крупных структурных подзон, остаточные гравитационные аномалии — крупные геологические тела, в том числе интрузивные массивы.

3. Анализ гравитационных полей Центрального Казахстана и области Высокой Азии позволил выявить во многом их сходство, указывающий, в свою очередь, на сходное глубинное строение нижней части земной коры и верхней мантии этих регионов и увязывается с наличием глубинных мантийных астенолитов.

4. Размеры и интенсивность отрицательной гравитационной аномалии области Высокой Азии намного превышают таковые Центрально-Казахстанского гравитационного минимума. Это объясняется тем, что мантийный астенолит, фиксируемый ЦАГМ долгоживущий и характеризуется высокой современной тектонической активностью.

4.3 Характеристика магнитного поля

Магнитное поле Жонгаро-Балхашской складчатой системы характеризуется концентрически-зональным строением: ее центральная часть отмечается спокойным, относительно пониженным, близким к нормальному магнитным полем, а периферийная охватывается гигантской полукольцевой зоной положительных магнитных аномалий (рисунок 4.3.1-4.3.2).

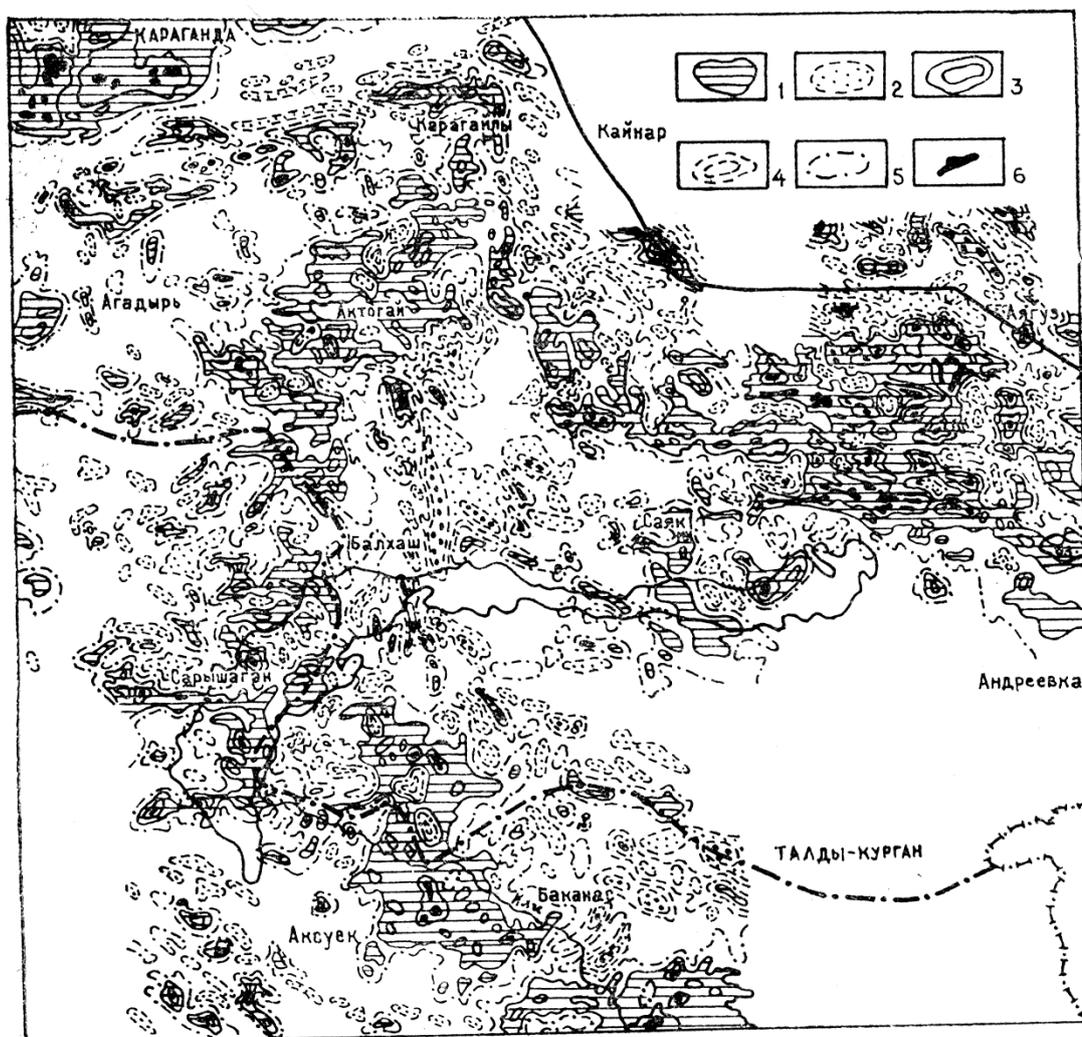


Рисунок 4.3.1 – Карта магнитных аномалий (ΔT)_a Жонгаро-Балхашской складчатой системы

Магнитные аномалии: 1 — положительные, 2 — отрицательные; изолинии аномального магнитного поля, в 10^{-5} нТл: 3 — положительные, 4 — отрицательные, 5 — нулевые; 6 — эпицентры положительных магнитных аномалий.

На картах пересчета поля в верхнее полупространство эта аномальная область выглядит несколько иначе. Для нее характерна крупная региональная магнитная аномалия протяженностью 540 км и шириной 180-200 км, ориентированная в северо-западном направлении с двумя эпицентрами: в

Северном Прибалхашье и Южной Жонгарии. Интенсивность аномалии колеблется от 0 до 150 нТл.

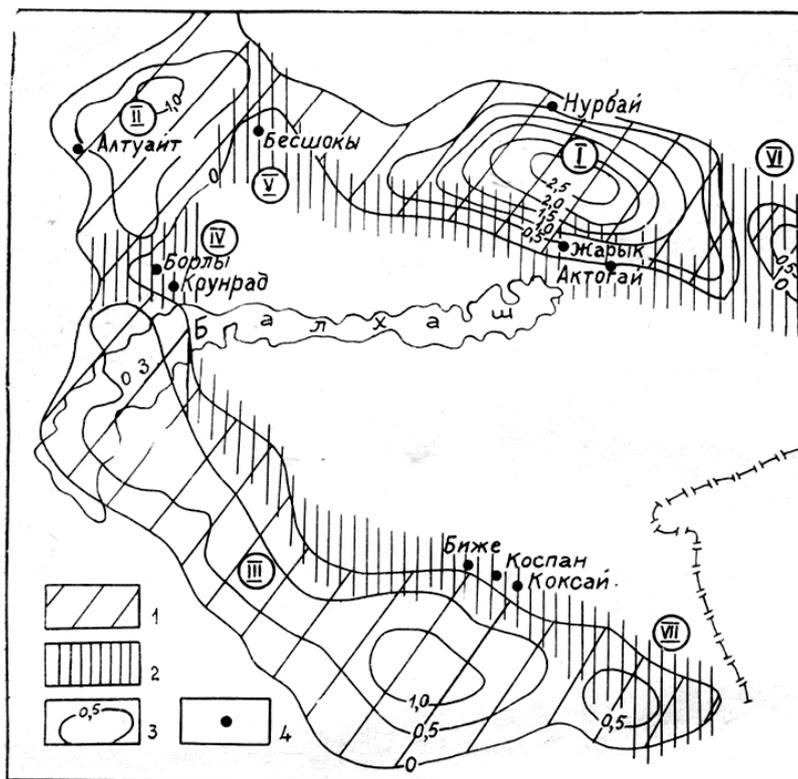


Рисунок 4.3.2 – Схема региональных магнитных аномалий Жонгаро-Балхашской складчатой системы [91]

1 — региональные положительные магнитные аномалии Прибалхашско-Илийского вулканического пояса (I— Баканасская, II—Токрауская, III— Илийская), соответствующие вулканическим впадинам; 2 — перемычки между региональными положительными магнитными аномалиями (IV— Коунрадская, V— Бесшокинская, VI— Урджарская, VII— Чилик-Чунджинская) и внутренние их края, соответствующие верхнепалеозойским поднятиям; 3 — изолинии региональных положительных магнитных аномалий, 4— месторождения.

Региональная отрицательная магнитная аномалия соответствует в основном Внутреннему поясу герцинид Жонгаро-Балхашской складчатой системы и обусловлена широко распространенными здесь слабомагнитными и немагнитными комплексами пород. Линейные положительные аномалии, такие, как Казык-Итмурундинская, Тюлькуламская и более мелкие, отвечают выходам на эрозионный срез офиолитовой ассоциации пород нижнего палеозоя в ядрах соответствующих антиклиналей.

Периметр полукольцевой зоны положительных аномалий порядка 1500 км, ширина от 90 до 170 км. Она образует огромную подкову, раскрывающуюся в юго-восточном направлении. Для нее характерны большая дифференцированность и напряженность магнитного поля: различные по величине положительные аномалии интенсивностью в сотни и первые тысячи

нТл соседствуют с отрицательными аномалиями. Преобладают положительные аномалии. На карте исходного магнитного поля $(\Delta T)_a$ в связи с его большой сложностью какие-либо общие закономерности не установлены. Поэтому использованы карты пересчета наблюденного поля в верхнее полупространство. На этих картах отражено распределение региональных положительных магнитных аномалий первого порядка.

Токрауская аномалия расположена на открытой территории Северного Прибалхашья. Она прослеживается в близмеридиональном и северо-восточном направлениях на 260 км при ширине 100-120 км интенсивностью 50-100 нТ. На площади, характеризуемой аномалией, широко распространены вулканические и прорывающие их интрузивные породы с высокой суммарной намагниченностью. Токрауская региональная магнитная аномалия хорошо увязывается с составом верхнего структурного этажа в Токрауской вулканической впадине. Отдельные элементы наблюденного и трансформированного магнитного поля отражают особенности внутреннего строения впадины (изменчивую намагниченность, суммарную мощность вулканитов, наличие вулкано-тектонических структур, интрузий — коагматов вулканического пояса, разломов и других факторов). Токрауская магнитная аномалия не согласуется в плане с региональными гравитационными аномалиями первого и второго порядков. Она накладывается своим южным краем на Балхашский максимум, а серединой — на эпицентр Центрально-Казахстанского минимума.

На уровне региональных гравитационных аномалий второго порядка Токрауская магнитная аномалия наложена на Бектауатинскую, Алтуайтскую, Майтас-Коунрад-Илийскую и другие отрицательные, а также Карамендинскую, Токрау-Ортасуйскую положительные аномалии.

Илийская аномалия расположена в юго-западном и южном секторах Жонгаро-Балхашской складчатой системы и ориентирована в северо-западном направлении. Протяженность ее составляет 630 км, ширина — 100 км, интенсивность на карте пересчета в верхнее полупространство на 10 км колеблется от 50 до 200 нТл. Аномалия охватывает в основном закрытую территорию Южного Прибалхашья и Илийской впадины, и лишь ее юго-восточная часть отвечает южным отрогам Жонгарского и северным отрогам Заилийского Алатау. Интенсивность этой части аномалии достигает 100 нТл.

Илийская аномалия обусловлена вулканитами, выполняющими вулканическую впадину. При совмещении карт гравитационного и магнитного полей Илийская аномалия несогласно «накладывается» на Балхашский максимум и усложняющие его Токрау-Ортасуйскую, Майтас-Коунрад-Илийскую и Тасарал-Торткульскую аномалии второго порядка.

Актогайская аномалия характеризует открытую территорию Северо-Восточного Прибалхашья. Форма ее в плане близка к изометричной, размеры 230X160 км. Ориентирована она в северо-западном направлении. Интенсивность ее максимальная по сравнению с рассмотренными аномалиями и достигает 250 нТл. Высокая интенсивность Актогайской аномалии, по-

видимому, обусловлена большой мощностью верхнепалеозойских вулканических отложений Баканасской впадины, а также широким развитием в ее пределах вулканитов трахиандезит-трахибазальтового состава, имеющих повышенную намагниченность.

Региональные положительные аномалии первого порядка, образующие полукольцевую зону, разделены между собой двумя аномальными «перемычками» пониженной интенсивности. Одна из них — Коунрад-Борлинская — разделяет сближенные Илийскую и Токраускую аномалии; вторая — Северо-Балхашская — разобщенные в плане аномалии — Токраускую и Актогайскую.

Полоса региональных положительных аномалий первого порядка обусловлена вулканическими породами Прибалхашско-Илийского наземного вулканического пояса. При этом региональные аномалии отвечают вулканическим впадинам с максимальными мощностями верхнепалеозойских вулканических комплексов, а «перемычки» между аномалиями — верхнепалеозойским относительным поднятиям, где мощности вулканических толщ значительно сокращены.

Выводы

1. Региональные магнитные аномалии отображают главным образом строение Прибалхашско-Илийского вулканического пояса.

2. Региональная отрицательная магнитная аномалия соответствует Внутреннему поясу герцинид Жонгаро-Балхашской складчатой системы и обусловлена широко распространенными здесь слабомагнитными и немагнитными комплексами пород.

3. Линейные положительные аномалии отвечают выходам на эрозионный срез офиолитовой ассоциации пород нижнего палеозоя в ядрах соответствующих антиклиналей.

4. Региональные магнитные аномалии не согласуются в плане с гравитационными. Это подтверждает, что они вызваны строением разных структурных этажей, а также глубинных слоев земной коры и верхней мантии.

4.4 Анализ структурно-скоростных разрезов

Анализ структурно-скоростных разрезов в привязке к конкретным структурам юго-востока Казахстана, дает возможность наглядно представить внутреннее строение земной коры этих структур, а также характер соотношения ее слоев — мощности верхней, средней и нижней коры, условно отождествляемых с осадочно-вулканогенным, гранитно-метаморфическим и гранулит-базитовым слоями.

На основе структурно-скоростных моделей, характеризующих соотношение слоев земной коры составлена схема районирования Казахстана по типам палеокор, где выделены континентальная, реликтовая океаническая и переходная коры. Установлено, что строение и состав верхней мантии в

пределах континентальных и океанических литосферных палеоплит Казахстана, различается определенной спецификой. Моделирование для отдельных гравитационных региональных аномалий II порядка позволило выявить их природу. [136,с.62-66; 175,с.40-43;182,с.47-49]

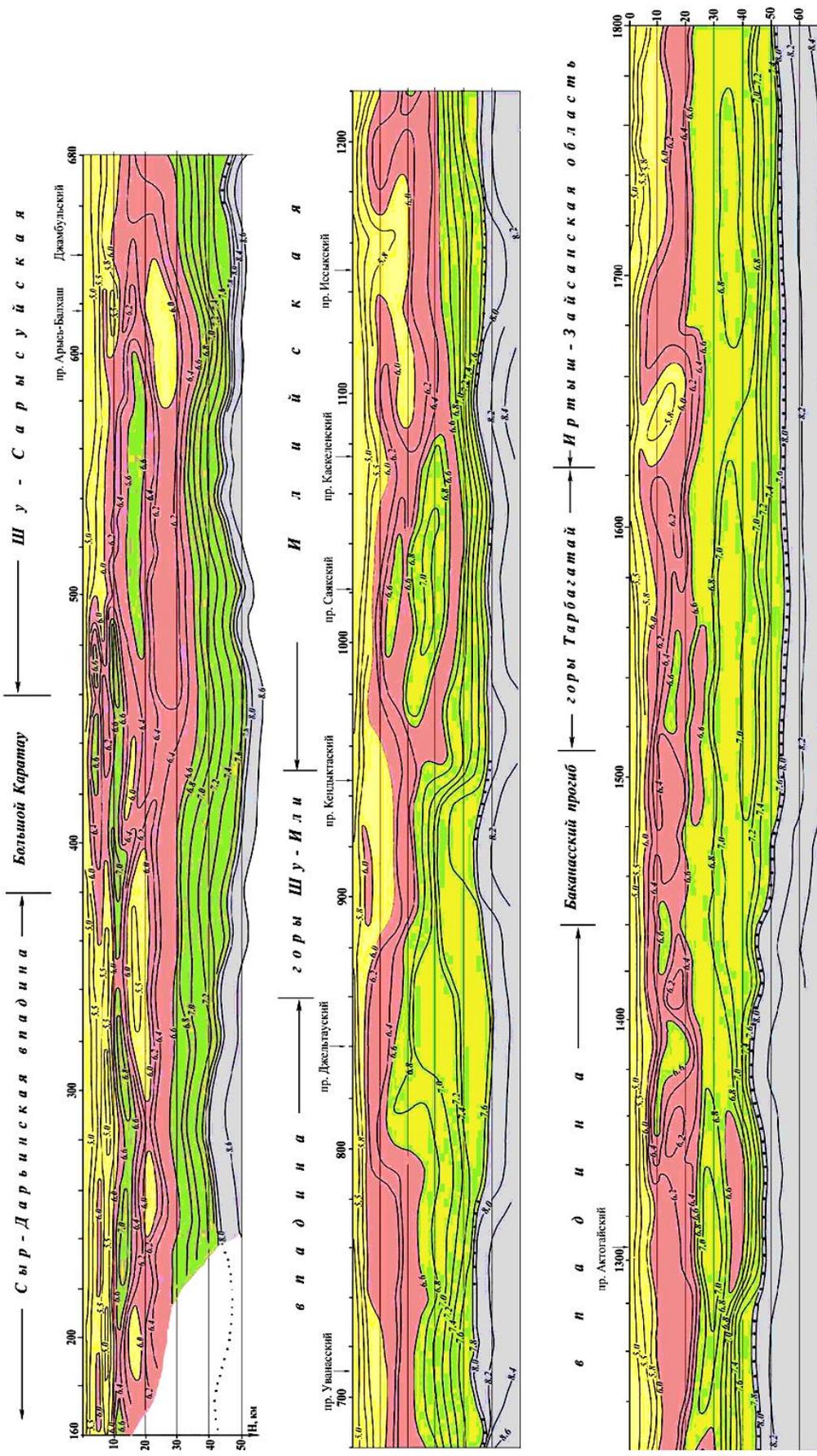
Наиболее протяженный, пересекающий большую часть территории юга Казахстана, проходящий через центральную часть Южно-Прибалхашской впадины, является сейсмический профиль Туркестанский (см. рисунок 2.1). На рассматриваемой части Туркестанского сейсмического профиля, протяженностью порядка 700 км, по комплексу геофизических данных, выявлено около 20 структур, никогда ранее не отображавшихся на тектонических картах. Часть из них имеют важное значение, так как контролируют размещение рудных полезных ископаемых (рисунок 4.4.1).

На профиле выделены три типа земной коры на уровне гранитно-метаморфического и гранулит-базитового слоев.

I тип характеризуется монотонным наращиванием скорости прохождения сейсмических волн в земной коре с глубиной. Это сравнительно простой тип континентальной коры, сформированной в палеозойский тектонический цикл на месте раннепалеозойских палеоокеанических бассейнов. Примером коры первого типа является земная кора Шу-Илийских гор на широте поселка Мирный (рисунок 4.4.2).

При переходе от Атасу-Джунгарского блока к остаточному прогибу (Бурубайтальская зона) строение земной коры резко упрощается: мощность ее сокращается до 43 км, скорость постепенно наращивается с глубиной.

Скоростная характеристика земной коры выдерживается в пределах всего Шу-Илийского пояса, но ее мощность несколько увеличивается в западном направлении. В районе ПК 800 отчетливо видно падение Жалаир-Найманского разлома в восточном направлении под углом 55° .



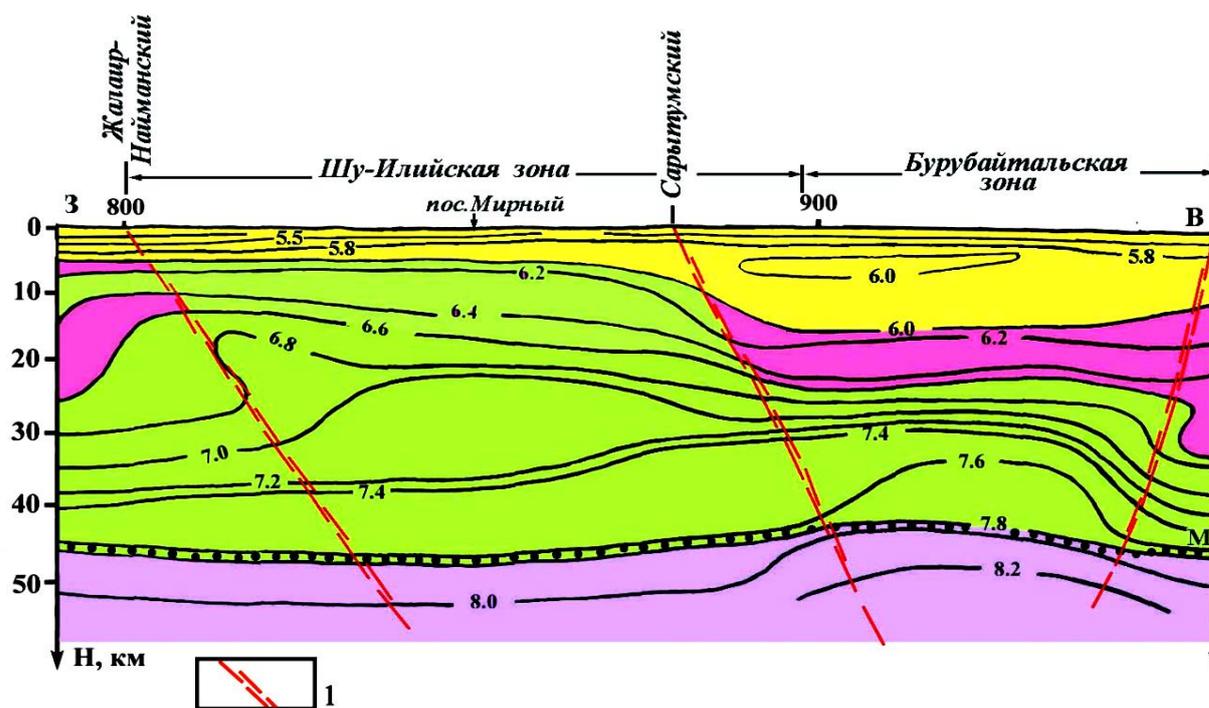


Рисунок 4.4.2 – Структурно-скоростная модель разреза земной коры и верхней мантии района Шу-Илийских гор по профилю МОВЗ-ГСЗ Туркестанский

1-разломы, ограничивающие структурные зоны.

II тип земной коры характеризуется прерывисто-непрерывным наращиванием скорости прохождения сейсмических волн с глубиной; перерывы связаны с наличием волноводов. Это более сложный тип коры, присущий палеозойским структурам, сформированным на блоках сиалического фундамента в процессе его частичной ранней деструкции и образования новой континентальной коры в конце палеозоя (рисунок 4.4.3).

Различия в скоростных характеристиках позволили выявить крупные неоднородности на уровне верхней мантии (глубинный задвиг), а также плюмы высокоскоростных пород, проникавших из мантии в низы земной коры. Возможно, что такой сложный тип земной коры обусловлен наложением на древнюю равномерно-метаморфизованную сиалическую земную кору с изохимическим характером метаморфических преобразований гранулитовой фации многоэтапных процессов аллохимического метаморфизма амфиболитовой фации, связанных с тепловым и химическим воздействием ювенильных подкоровых растворов и обеспечивающих интенсивную переработку гранулитовых пород [157, с.93; 159, с.29-31].

Примером земной коры второго типа является сечение через Актауджунгарский микроконтинент вдоль Туркестанского профиля МОВЗ-ГСЗ (рисунок 4.4.4). Здесь также установлены две зоны повышенных и две -

пониженных значений скорости распространения сейсмических волн с глубиной, т. е. инверсия скоростей по разрезу происходит довольно часто.

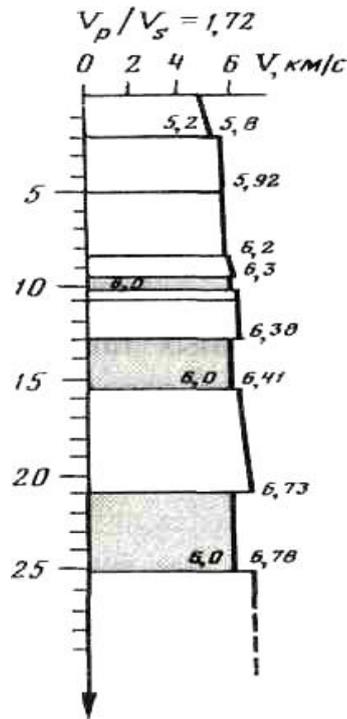


Рисунок 4.4.3 – Скоростной разрез верхней части земной коры для Чуйской впадины и ее горного обрамления (серым цветом выделены волноводы) [165]

Различия в скоростных характеристиках позволили выявить крупные неоднородности на уровне верхней мантии (глубинный задвиг), а также плюмы высокоскоростных пород, проникавших из мантии в низы земной коры. Возможно, что такой сложный тип земной коры обусловлен наложением на древнюю равномерно-метаморфизованную сиалическую земную кору с изохимическим характером метаморфических преобразований гранулитовой фации многоэтапных процессов аллохимического метаморфизма амфиболитовой фации, связанных с тепловым и химическим воздействием ювенильных подкоровых растворов и обеспечивающих интенсивную переработку гранулитовых пород [157,с.93;159,с.29-31].

Примером земной коры второго типа является сечение через Актау-Джунгарский микроконтинент вдоль Туркестанского профиля МОВЗ-ГСЗ (рисунок 4.4.4). Здесь также установлены две зоны повышенных и две - пониженных значений скорости распространения сейсмических волн с глубиной, т. е. инверсия скоростей по разрезу происходит довольно часто.

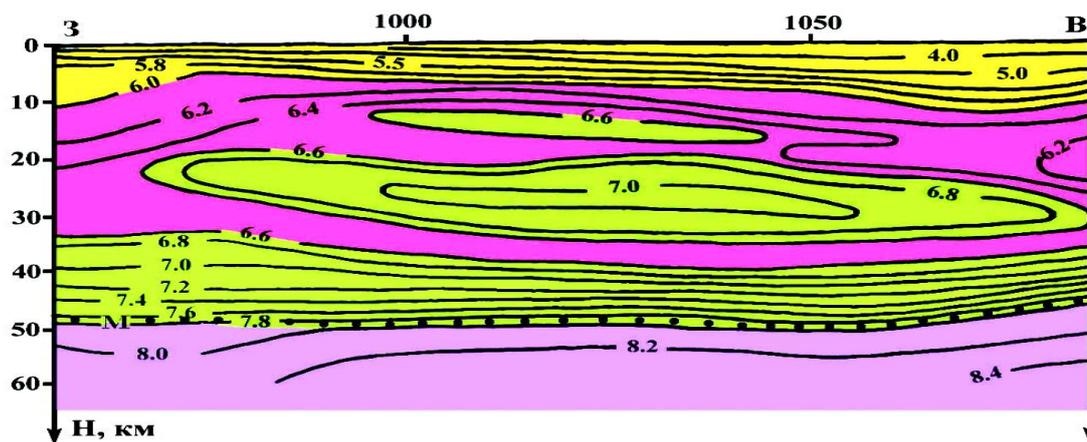


Рисунок 4.4.4 – Структурно-скоростная модель разреза земной коры и верхней мантии Актау-Джунгарского микроконтинента на широте с. Баканас по профилю МОВЗ-ГСЗ «Туркестанский» [28]

Вторым аналогичным примером является кора Большого Каратау и прилегающей части Шу-Сарысуйской депрессии, представленных на рисунке 4.4.5 В пределах этих структур на сейсмическом разрезе по профилю "Меридиан" выделяются две зоны понижений и две повышений скорости распространения сейсмических волн: первые на глубинах 7-10 км и 20 км, вторые - на глубинах 15-22 км и 30-45 км.

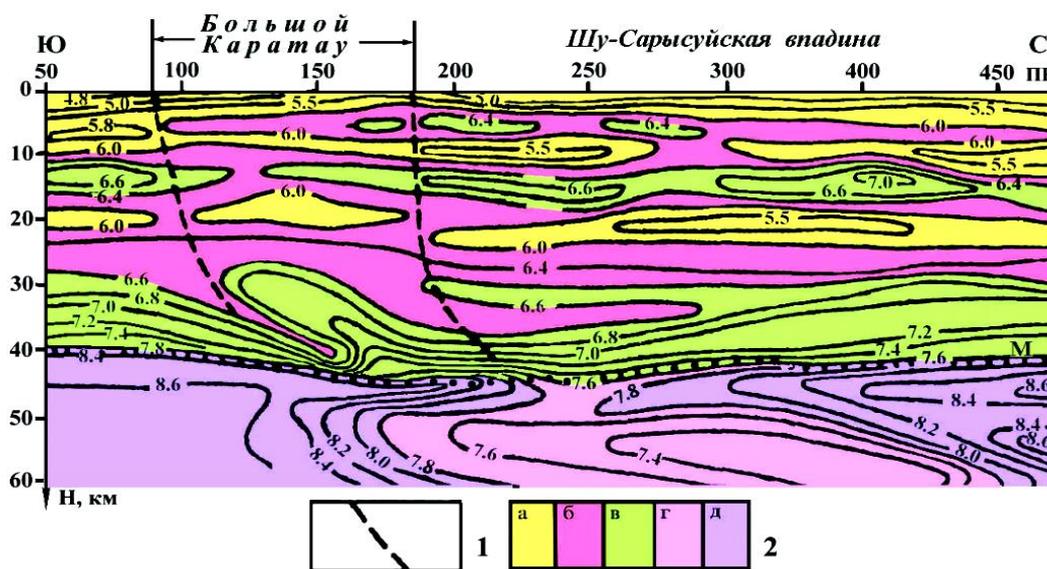


Рисунок 4.4.5 – Структурно-скоростная модель разреза земной коры и верхней мантии района Большого Каратау и Шу-Сарысуйской впадины по профилю МОВЗ-ГСЗ "Меридиан" [146]

1 - глубинные разломы, ограничивающие Большой Каратау; 2 - вещественно-структурные комплексы ЗК (а, б, в) и ВМ (г, д), характеризующиеся: $V_p < 6,0$ км/с - а, $V_p = 6,0 - 6,6$ км/с - б, $V_p = 6,6 - 7,6$ км/с - в, $V_p = 7,4 - 7,8$ км/с - г, $V_p > 7,8$ км/с - д.

III тип земной коры отличается незакономерным наращиванием скорости прохождения сейсмических волн с глубиной, за счет развития глубинных надвигов разноскоростных блоков пород. Такой тип характерен для палеозойских структур, сформированных на коре, аккрецированной в предшествующие тектонические циклы. Ярким примером земной коры подобного типа является глубинный разрез через территорию Джунгарского Алатау, составленный на основе данных сейсмотомографии по профилю Восточный (рисунок 4.4.6).

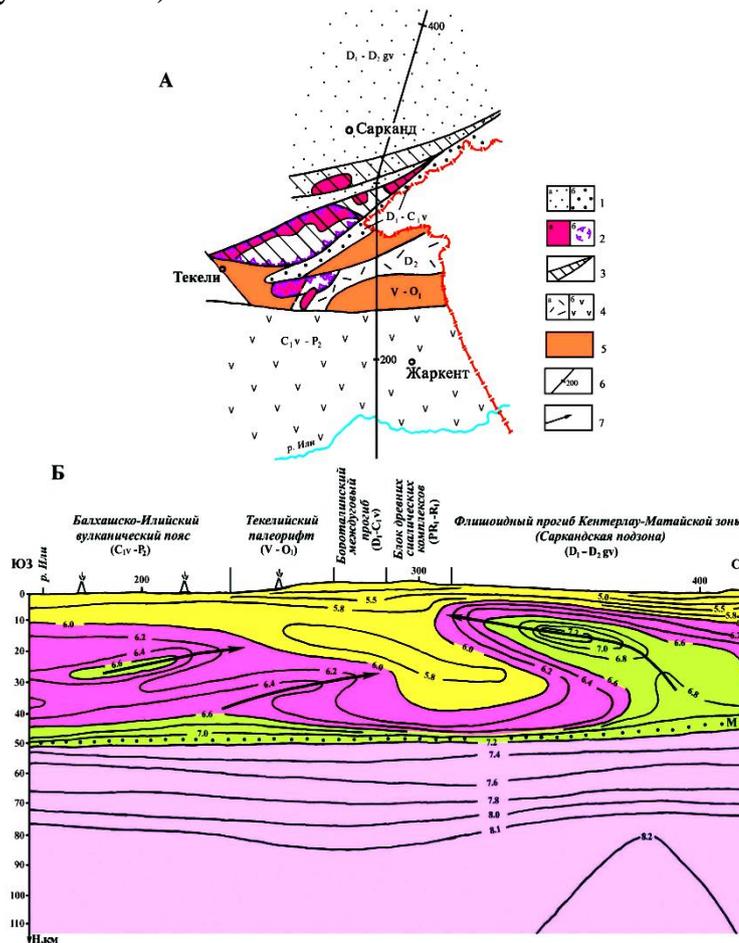


Рисунок. 4.4.6 – Структурно-скоростная модель разреза земной и верхней мантии Жонгарского Алатау по сейсмотомографическому профилю «Восточный»[28]

а - положение профиля в плане, б – сейсмоскоростной разрез .

1 - прогибы: флишоидные - а, междуговые - б; 2 - выходы докембрия (pr1?) - а, гранито-гнейсовые купола с массивами перемещенных гранитов - б; 3 - пластины гранитно-метаморфического слоя, выдвинутые по надвигам в верхние горизонты земной коры; 4 - наземные вулканические пояса: девонский - а, средне-позднепалеозойский - б; 5 - текелийский палеорифт; 6 - сейсмотомографический профиль, пк; 7 - направление перемещения глубинных покровов.

Аллохтонный покров, охвативший по мощности всю земную кору, сминает при движении с севера на юг столь же протяженный в вертикальном направлении блок коры, отвечающий Бороталинскому междуговому прогибу и Текелийскому палеорифту. Последний на глубинах 20-40 км "подрезан" встречными надвигами (с севера на юг).

Кроме построения глубинных границ и районирования исследуемой территории по типам земной коры, структурно-скоростные модели разрезов открывают большие возможности для геологической интерпретации, верхних горизонтов земной коры, поскольку наглядно отображают сложные структурные взаимоотношения разнородных блоков на глубине.

По рисунку изолиний скоростей достаточно уверенно зафиксированы такие структуры, как глубинные надвиги, погруженные в нижнюю кору сиалические блоки, блоки интенсивной базификации и резкого приращения нижней коры, верхушки мантийных астенолитов. Последние являются источниками мантийно-корового теплопереноса, с которым связаны процессы рудогенеза.

Проводниками флюидопотоков в земной коре являются мобильные глубинные зоны, нередко разграничивающие блоки земной коры разного типа, которые также четко фиксируются резкими изменениями скоростей. [155, с. 118-120].

Широко развитые в Казахстане аллохтонные покровы достаточно хорошо отображены на структурно-скоростных разрезах. На рисунке 4.4.7 показан разрез северо-восточного борта Кентерлау-Матайской зоны палеоспрединга, который в интервале глубин от 8 до 25 км перекрыт аллохтоном на расстоянии 200 км по латерали. Непосредственно сама зона относится к I типу земной коры, но на большом расстоянии ее борт перекрыт надвигом, сформировавшимся при коллизии (III тип коры).

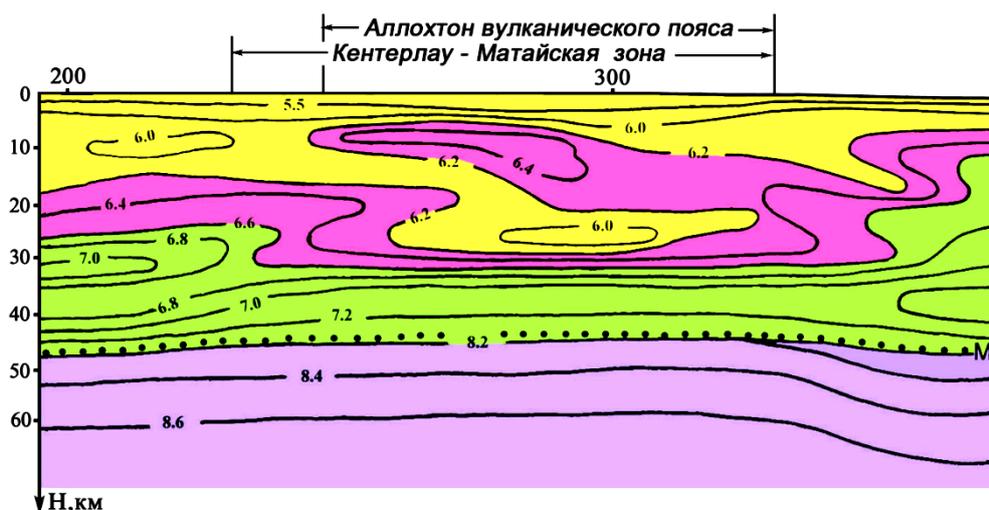


Рисунок 4.4.7 – Структурно-скоростная модель разреза земной коры северо-восточного борта Кентерлау-Матайской зоны палеоспрединга [146]

Выводы

1. На сейсмоскоростной модели разреза по Туркестанскому профилю зафиксировано порядка 20 структур, ранее не изображавшихся на тектонических картах: палеозоны субдукции, энсиматические и энсиалические палеоостровные дуги, меж- и задуговые бассейны, останцы гранито-гнейсовых куполов и т.п. По линии профиля сопряжены структуры земной коры I и II типов. Первому из них принадлежат реликты блоков океанической коры Шу-Илийской, Кентерлау-Матайской и Иртыш-Зайсанской зон, второму - Актау-Джунгарский и Кояндинско-Аркалыкский блоки докембрия с гранулитами в основании.

2. Столь же информативными являются сейсмоскоростные разрезы и по многим другим линиям профилей ГСЗ. В этом плане они требуют дальнейшего детального структурного анализа в увязке с общими геодинамическими построениями.

3. По отдельным пересечениям сейсмометрические наблюдения сочетались с магнитотеллурическими зондированиями (МТЗ). Глубинность наблюдений при этом достигала от 100 до 300 км. Электрические модели существенно дополняли структурно-скоростные модели и позволили сопоставить и увязать данные разных методов по характеристике структур земной коры. Методом МТЗ получены сведения о структурах верхней мантии, а в отдельных точках и глубины залегания кровли астеносферного слоя.

4. Гравитационное поле отображает, главным образом, суммированное влияние структур палеозойского основания впадины и неоднородностей нижней коры и верхней мантии. Структурно-вещественные комплексы кайнозоя и расположенные ниже осадочно-вулканогенные комплексы наземных вулканических поясов девона и позднего палеозоя, образующие пологие плащеобразные структуры в гравитационном поле отражения не находят.

5. В магнитном поле хорошо проявлены скрытые под рыхлыми отложениями офиолитовые комплексы и вулканические покровы наземных вулканических поясов.

6. Структурно-скоростные модели, отстроенные по данным сейсмического зондирования отражают неоднородности строения слоев земной коры, фиксируют границу Мохоровичича (М), дают возможность корректировать положение гравитирующих объектов в глубинном разрезе, а в комплексе с сейсмотомографией – выявлять неоднородности строения верхней мантии.

5 Результаты исследований

5.1 Количественная интерпретация аномалий

Для выяснения пространственно-временных соотношений геологических объектов и геологической природы геофизических аномалий производилась их количественная интерпретация. В качестве исходных материалов использовались карты гравитационного и магнитных полей, сейсмологические разрезы, геологические карты, данные физических свойств пород, разрезы по скважинам. Реальное представление о положении структурно-геологических границ в разрезе земной коры дают лишь сейсмические методы.

Количественные расчеты проводились по региональным сейсмическим профилям в масштабе 1:500000 и, в масштабе 1:200000, по отдельным профилям в основном для Южно-Джунгарской складчатой системы и рудным районам.

При реконструкции глубинных структур нижних частей земной коры, отображенных на геолого-геофизических разрезах, за основу приняты данные ГСЗ и ГСЗ-МОВЗ (масштаб 1:500000), увязанные с основными параметрами гравитационного, магнитного и электрического полей в плоскости разреза (рисунок 3.31), а при изучении верхних горизонтов использованы результаты экспериментальных сейсмических исследований методом отраженных волн (МОВ), выполненные в большом объеме в масштабе 1: 200000 на юге и юго-востоке Казахстана в восьмидесятых годах прошлого века Илийской геофизической экспедицией (Акишев и др., 1986,1988) в виде простой системы прослеживания из одного пункта взрыва, с интервалами между пунктами взрыва 1175 м, шагом сейсмоприемников 25 м и их группированием по 11 на базе 50 м. Сейсмические исследования сопровождались магнитометрическими и гравиметрическими наблюдениями. В результате этих комплексных исследований были выявлены многочисленные субгоризонтальные и пологонаклонные отражатели в консолидированной земной коре на глубинах от нескольких километров до границы М.

Как уже отмечалось исследуемый район охвачен густой сетью региональных сейсмических профилей и геотраверсов, достаточно освещающих структуры земной коры и границу верхней мантии (рисунок 5.1.1). Для количественных расчетов в масштабе 1:200000 были выбраны интерпретационные профили, которые распределены более или менее равномерно по исследуемой площади ориентированы вкрест простирания основных геологических структур. Количественные расчеты выполнены главным образом для гравитационных аномалий. Магнитные аномалии интерпретировались лишь при изучении мощности вулканогенных отложений Прибалхашско-Илийского вулканического пояса.

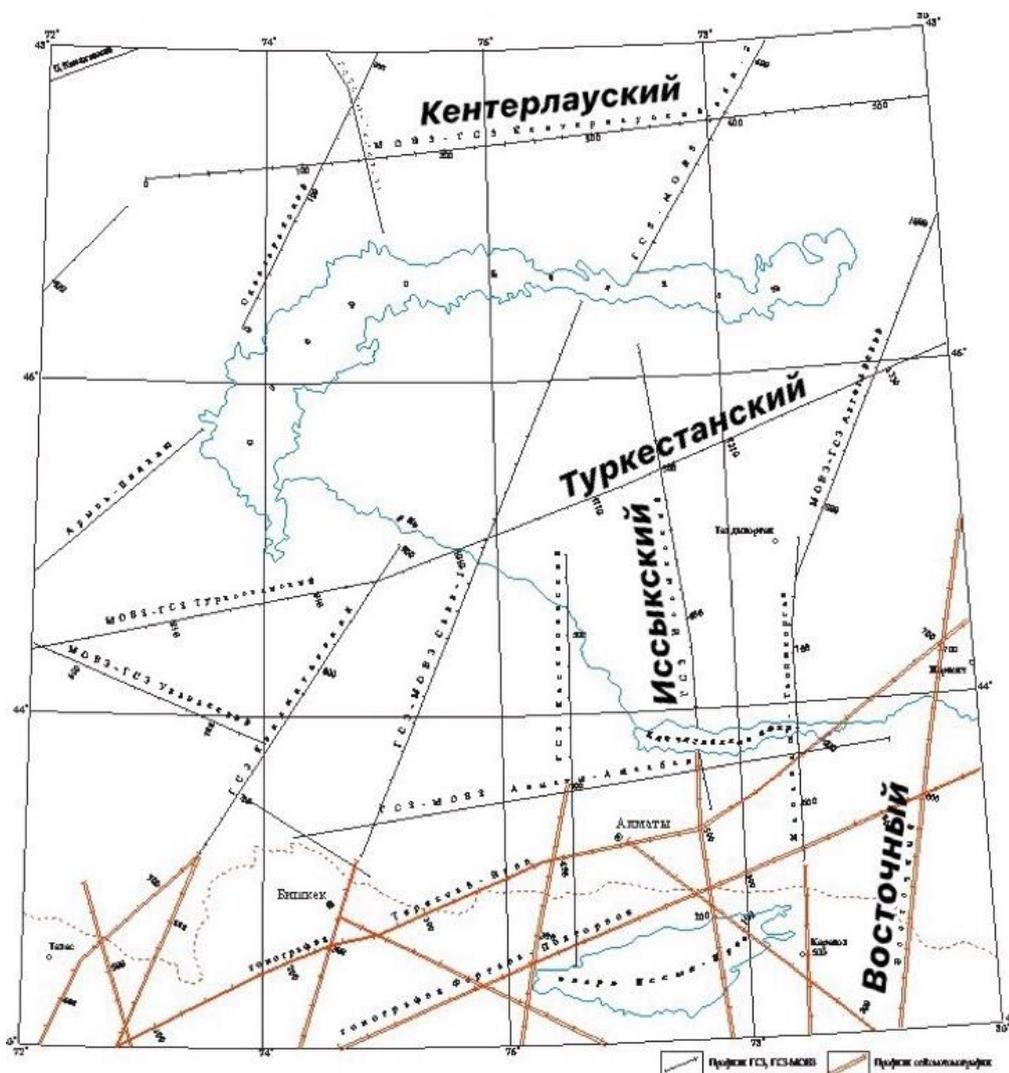


Рисунок 5.1.1 – Схема сейсмических профилей Юго-Востока Казахстана

В качестве исходного поля использованы карты аномалий Буге масштаба 1: 200000-1:50000, дополнительно анализировались карты трансформаций гравитационного поля: региональной составляющей (пересчет поля на 100, 20 и 10 км в верхнее полупространство), локальной составляющей (высокочастотная полосовая фильтрация, узкополосный фильтр и фильтр средней ширины), вертикальной и горизонтальной производной аномалий Буге. При выборе расчетных профилей через аномалии по нескольким сечениям строились графики Δg , V_{xz} , ΔT , ΔZ . При необходимости исключался наклонный фон, после чего решался вопрос о форме объекта и выбирались способы расчетов. Моделирование глубинных разрезов осуществлялось методом подбора на основе данных сейсмических исследований, увязанных с гравиметрическими и магнитометрическими.

Гравитационный эффект от плотностных разрезов вычислялся методом подбора по программам Г. Г. Кравцова (1976) [172], С.В. Долгова (2001) и методом томографии потенциальных полей, по методике К. В. Тараканова (ООО "Тетис-Е, Россия, г.Новокузнецк) (2005) [173].

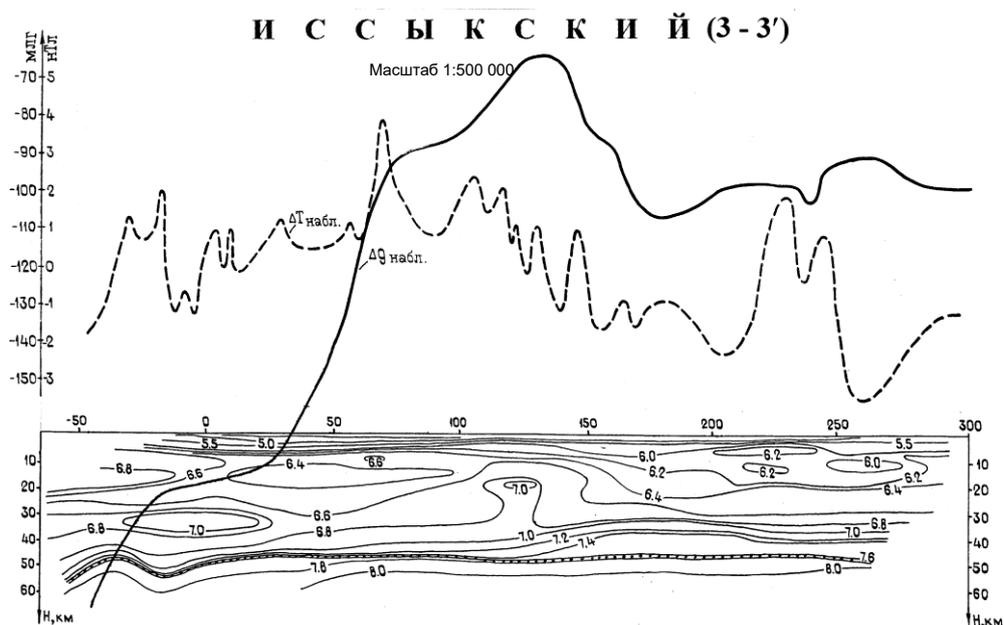


Рисунок 5.2.2 – Результаты геофизических исследований по профилю «Иссыкский»

Программа Г. Г. Кравцова позволяет облегчить расчет гравитационного эффекта от сложных пространственных моделей, состоящих из многих структурных элементов, аппроксимируемых набором многогранных прямоугольных призм, и нескольких гравитационно-активных поверхностей с заданными плотностями. С помощью программы задавалась избыточная плотность структурным элементам разреза и осуществлялось автоматическое приближение рассчитанного и наблюдаемого полей в пределах изменений плотности.

Количественные расчеты с использованием программы Г.Г. Кравцова проводились для верхней части земной коры (10-20км). Автором проведена геолого-геофизическая интерпретацию по профилям, пересекающие как наиболее интересные, хорошо изученные геологическим картированием, позднепалеозойские коллизионные структуры, в свете современной тектонической парадигмы, так и структуры скрытые под мощным чехлом мезо-кайнозойских отложений.

Главной целью интерпретации была увязка глубинных горизонтов выявленных данными сейсмометрии и аномальных тел со структурами, откартированными на дневной поверхности (рисунок 5.2.3-5.2.4).

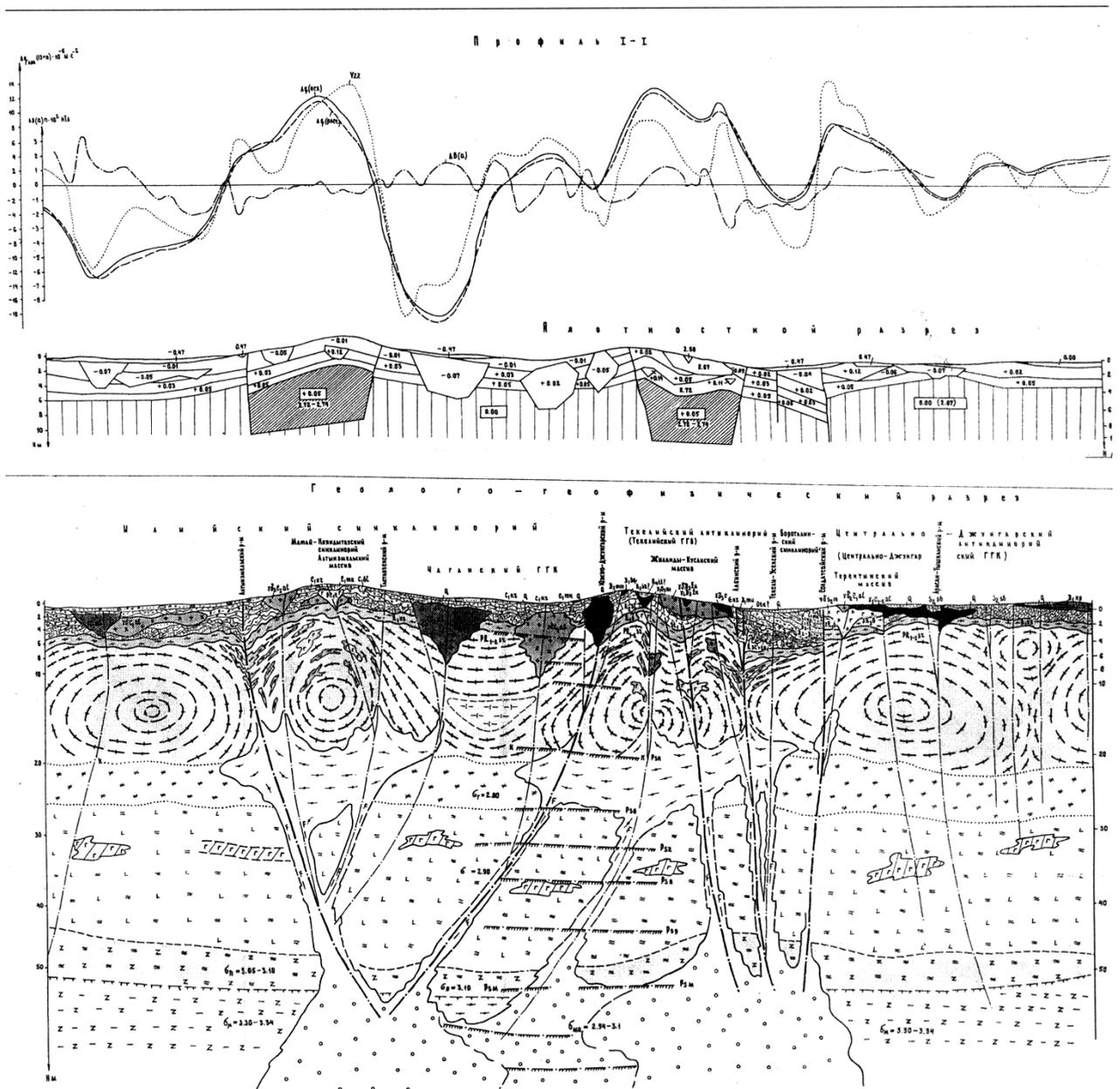


Рисунок 5.2.4 – Результаты геолого-геофизического моделирования по профилю I-I

Система «DOLGOV», разработанная в КазВИРГе С.В. Долговым предназначена для подбора плотностного или магнитного разреза по гравитационному и магнитному полям. Разрез задается в виде серий контуров с неограниченным числом угловых точек, которые описывают геологические тела. Координата угловых точек и петрофизические характеристики (плотность, магнитная восприимчивость, параметры вектора намагничения) геологических тел (контуров) являются необходимыми параметрами, которые определяют исходную модель и путем изменения которых производится подбор разреза.

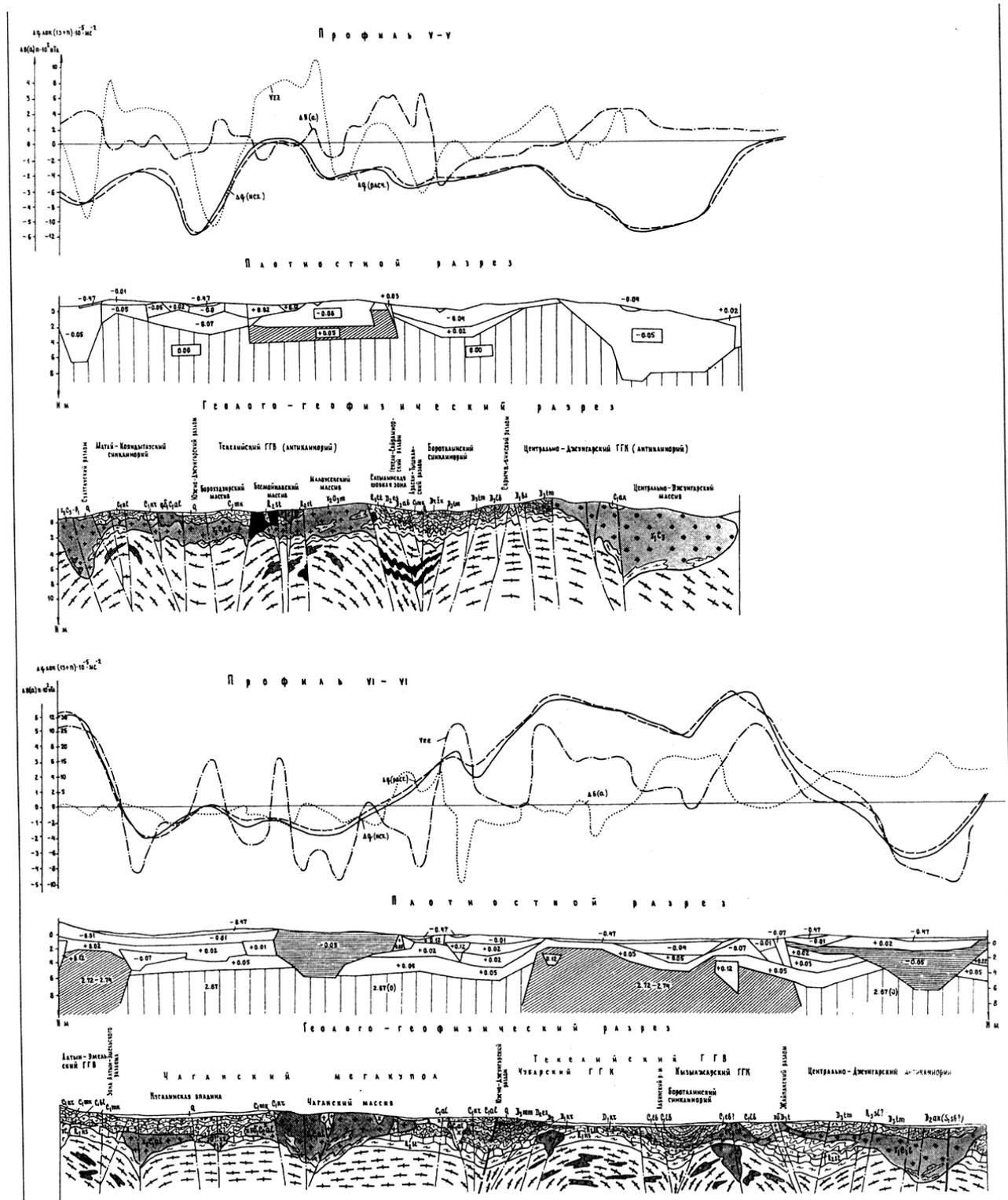


Рисунок 5.2.5 – Результаты геолого-геофизического моделирования по профилям V-V, VI-VI

Критерием удовлетворительности подбора является отклонение (среднеквадратическое отклонение) расчетной кривой поля от наблюдаемой. Все контуры разреза в зависимости от плотности (магнитной восприимчивости) фиксируются на экране монитора определенным цветом. Палитра цветов задает

исполнитель и может ее менять в процессе работ. Длина моделируемого разреза не ограничена, программа позволяет перемещать разрез относительно монитора.

В процессе количественной интерпретации данные сейсморазведки и результаты параметрического моделирования по профилям использовались в качестве каркаса модели. Плотностные модели всех глубинных уровней согласованы между собой в морфологическом и математическом аспектах и увязаны с результатами интерпретации гравитационного поля и данными о геологическом строении района.

5.2 Модели глубинного строения по линиям региональных сейсмических профилей

Представление о глубинном строении, было бы неполным без современных представлений о глубинной структуре земной коры в виде разрезов, составленных с использованием современных геофизических данных. Реальное представление о положении структурно-геологических границ в разрезе земной коры дает лишь сейсмический метод отраженных волн. В этом причина его популярности в мировой геологии, особенно для изучения глубинной структуры консолидированной земной коры.

Структуры Южного Прибалхашья пересечены семью региональными сейсмическими профилями ГСЗ и МОВЗ-ГСЗ, шесть из которых (Восточный, Жаланаш-Талды-Корган, Актогайский, Исыкский, Каскеленский, Саякский, Кендыктасский) ориентированы в север-северо-восточном направлении, а один (Туркестанский) – с юго-запада на северо-восток. (см. рисунок 3.3). Для увязки глубинного строения и построения глубинных границ были привлечены результаты интерпретации различных авторов по профилям пересекающим Северное Прибалхашье (Северо-Казахстанский, Кентрлауский, Арысь-Балхаш, Славгородский). Значительная часть профилей содержат информацию, главным образом, о неоднородностях земной коры, в меньшей мере, - верхней мантии. Наиболее наглядно структуры коры и мантии отображают –скоростные модели разрезов по линиям профилей, составленные В.И. Шацловым и др. [118, с.119,121,124,125,127].

Совокупность использованных геофизических данных позволила построить опорные глубинные разрезы Южного Прибалхашья. По результатам количественной интерпретации, которые выносились на общую схему глубинного строения, отстраивались геолого-геофизические разрезы и схематические карты глубинных структур земной коры (в изолиниях равных глубин до поверхности аномальных объектов). Сечение изолиний выбиралось с учетом масштаба исходных материалов, относительной точности результатов интерпретации, формы и глубины залегания объекта. Основные сечения проводились через 1, 2, 4, 6, 8, 12 км.

На разрезах впервые отражено строение осадочного чехла, различные по геодинамической истории блоки разновозрастного фундамента Юга Казахстана, глубинное строение нижней части земной коры и верхней мантии.

Составленные разрезы консолидированной земной коры, по сути дела, являются геодинамическими. На них показаны не стратиграфические единицы, а тектонические комплексы по легенде тектонической основы минерагенических карт. Такой подход дает возможность показать совмещение в разрезе земной коры ранее разобобщенных геодинамических обстановок, как результат прошедших геодинамических процессов, контролирующих минерагению.

5.2.1 Профиль «Туркестанский»

Профиль «Туркестанский» пересекает весь Южный Казахстан и ориентирован в северо-восточном направлении вкострости простирания главных тектонических единиц региона. Имеет протяженность порядка 1300 км, и реконструирует морфологию структур земной коры и верхней мантии.

Профиль пересекает закрытую территорию юга Казахстана и Южное Прибалхашье. На структурно-скоростной модели по этому профилю в районе ПК 800 изгибом и резким смещением изолиний скоростей отчетливо прослеживается зона Жалаир-Найманского глубинного разлома (отождествляемая с палеозоной Беньофа), падающая на северо-восток под углом 50°. Восточнее зоны разлома, в его висячем боку, наблюдается резкое увеличение (вдвое в сравнении с лежащим боком) мощности гранулит-базитового слоя - свыше 35 км. "Раздуву" гранулит-базитового слоя отвечает блок высокоскоростных пород (6,8-7,6 км/с). Мощность гранитно-метаморфического слоя сокращена до 10 км. В верхней коре подъемом изолинии скорости 6,8 км/с проявлено Шу-Илийское островодужное поднятие, запрокинутое на юг.

В районе Шу-Илийского междугового и задугового бассейнов (ПК 900-950) картина резко меняется, поверхность гранитно-метаморфического слоя испытывает прогиб, опускаясь до глубины 20-25 км. Мощность слоя при этом практически сохраняется, но возрастает мощность вулканогенно-осадочного слоя. Граница М на этом участке не прослеживается; наблюдается резкое куполовидное поднятие изолиний скоростей в верхней мантии с выдвиганием их в пределы гранулит-базитового слоя, что свидетельствует о широком развитии здесь корово-мантийной смеси. В районе ПК 960 соприкасаются два разнородных блока земной коры. Западный блок (между ПК 900-960) с I-м типом ЗК контактирует с блоком ЗК II типа - с многочисленными зонами скоростных инверсий. Второй блок охватывает докембрийский Актау-Жонгарский террейн.

Мощность вулканогенно-осадочного слоя здесь сокращена до 6 км. Гранитно-метаморфический слой террейна в данном сечении представлен гранулитами основного состава. Мощность блока высокоскоростных пород, где

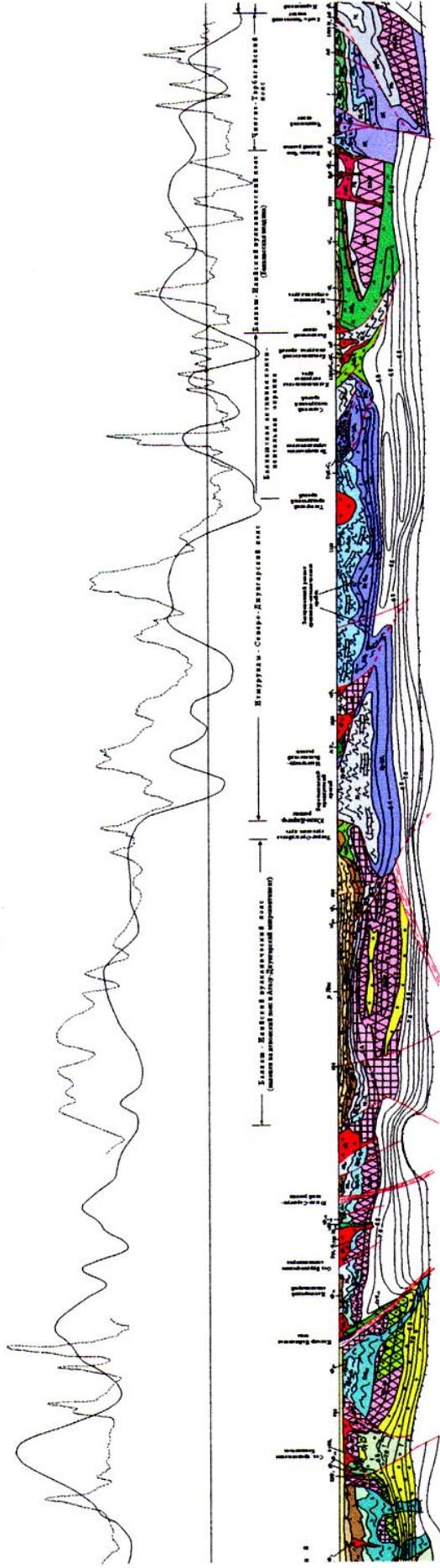
превалирует базовая составляющая, порядка 40 км. В верхней половине земной коры, в интервале глубин 10-20 км, скоростная аномалия соответствует гранито-гнейсовому куполу. В районе ПК 1070 фиксируется междуговой прогиб, где мощность вулканогенно-осадочного слоя достигает 12 км. В районе ПК 1100-1120 выделяется островодужное поднятие энсиалического типа, запрокинутое в верхней части земной коры к востоку. В районе ПК 1110 на поверхность выведена Балхаш-Жонгарская зона Беньофа, падающая к западу под углом 20°.

В районе ПК 1160 зафиксирован преддуговой прогиб в форме структуры задвигового типа. Ширина этого прогиба на поверхности 40 км, на глубине - 20-15- км. На этом отрезке профиля верхняя мантия разуплотнена, что фиксируется корытообразным погружением изолиний скорости 8,0-8,4 км/с. Гранитно-метаморфический и гранулит-базитовый слой примерно равны по мощности (~15 км) а вулканогенно-осадочный - резко увеличен. На участке ПК 1190-1200 в структуре верхней коры выделяется энсиматическая островная дуга, запрокинутая в западном направлении.

Между ПК 1200-1340 изолинией скорости 6,8 км/с отрисован прогиб глубиной до 20 км. Скорее всего этой изолинией отмечается ложе глубоководного океанического бассейна, существовавшего в среднем палеозое. Нижние части земной коры представлены здесь реликтами древнего гранулит-базитового слоя, отмеченными инверсией скорости как положительного, так и отрицательного знаков. Восточнее ПК 1330 прослеживается скрытое островодужное поднятие. В интервале ПК 1370-1430 широкая предположительно энсиматическая островная дуга отмечается поднятием высокоскоростных границ раздела в земной коре.

В целом рассматриваемая часть Туркестанского сейсмического профиля, протяженностью порядка 700 км является информативной. В ее пределах выявлено около 20 структур, никогда ранее не отображавшихся на тектонических картах. Часть из них (островные дуги, крупные нарушения в земной коре, междуговые и задуговые прогибы, останцы террейнов) имеют важное значение, так как контролируют размещение рудных полезных ископаемых (рисунок 5.2.6). Вдоль профиля сопряжены структуры земной коры I и II типов. К первому из них относятся реликты блоков океанической коры Шу-Илийской, Кентерлау-Матайской и Иртыш-Зайсанской зон, ко второму - докембрийский комплекс Актау-Жонгарского террейна и Кояндинско-Аркалыкский блок с гранулитами в основании.

Геолого-геофизическая модель литосферы по Туркестанскому профилю



Структурно-скоростная модель литосферы по Туркестанскому профилю (по В.И. Шацкову, 1994)

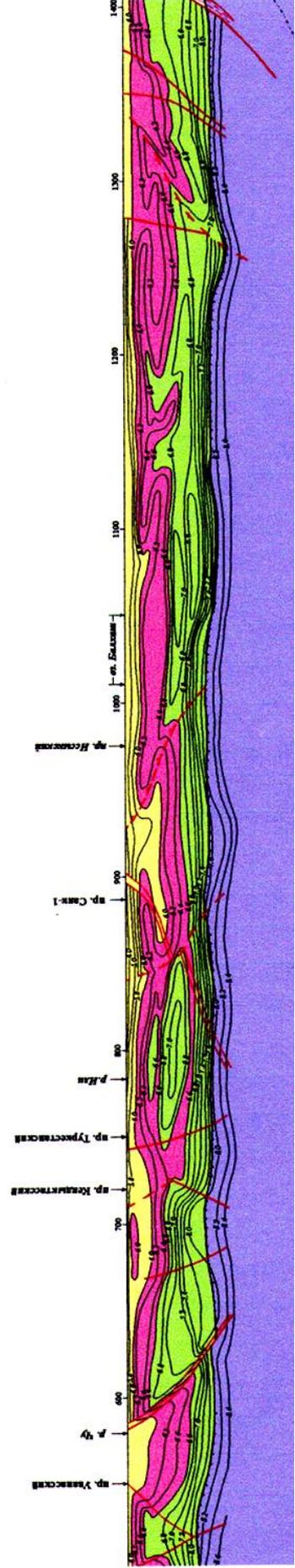


Рисунок 5.2.6 – Геолого-геофизический разрез по профилю Туркестанский

В процессе количественной интерпретации данные сейсморазведки и результаты параметрического моделирования по профилям использовались в качестве каркаса модели (рисунок 5.2.7).

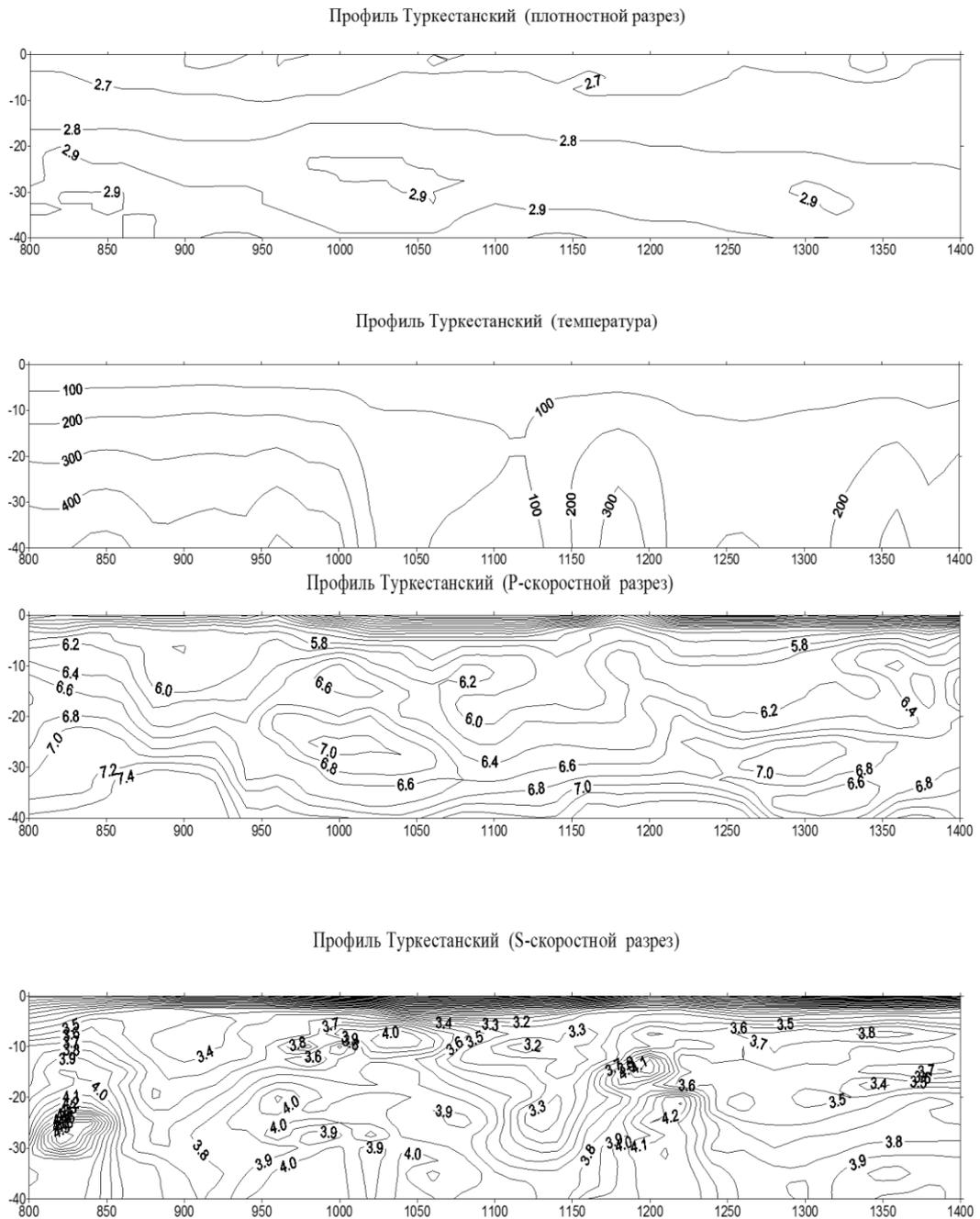


Рисунок 5.2.7 – Двумерная параметрическая модель по геотраверсу «Туркестанский» [147]

По профилю Туркестанский построено двухмерное изображение гравитационного поля эксклюзивным способом, не применявшимся ранее, который позволил получить изображение поля не в виде общепринятой амплитудной характеристики, а главным образом в виде характеристики структуры поля (рисунок 5.2.8).

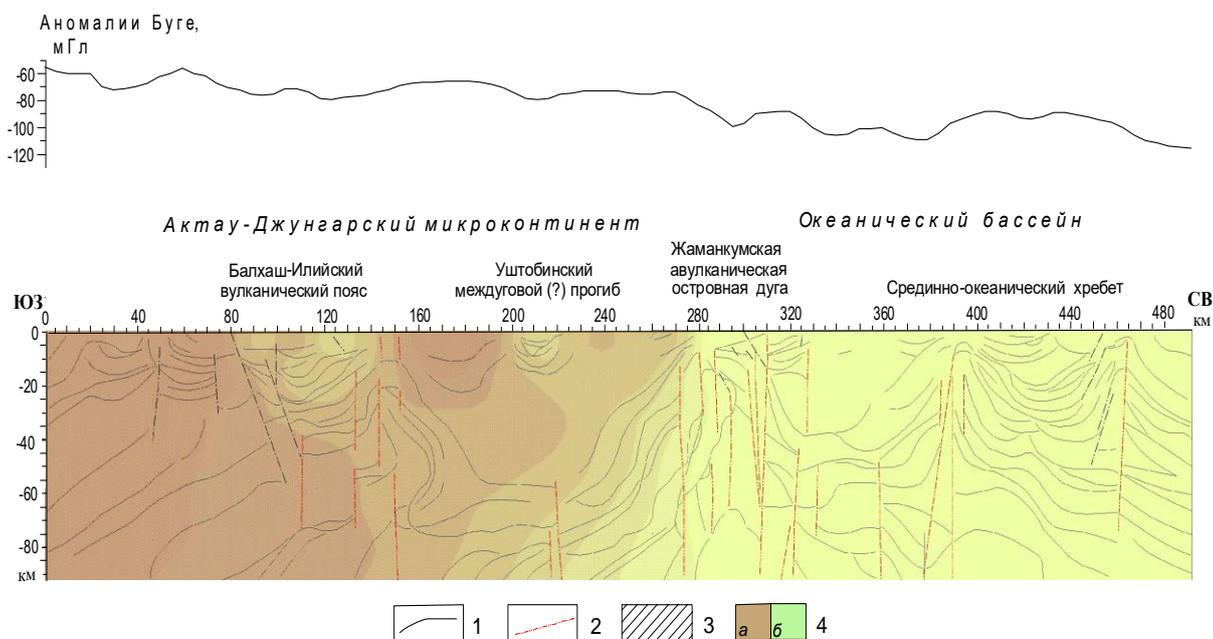


Рисунок 5.2.8 – Гравитомагграфический разрез по профилю «Туркестанский»

1 – глубинные границы, выделяемые по гравитационным данным, 2- предполагаемые разломы, 3 – область пониженных значений плотности, 4 – структуры сформированные на древней континентальной коре – а, на вновьобразованной океанической коре – б.

5.2.2 Модель глубинного строения по профилю «Кентерлауский»

Профиль «Кентырлауский» пересекает с запада на восток Актау-Жонгарский блок (пк 0-190). На участке пк 98-100 фиксируется Бектауатинский разлом, ограничивающий с юга Центрально-Казахстанскую палеорифтовую систему. В районе пк 200 в скоростном разрезе выделяется фронтальное палеоостроводужное поднятие (C_{1t}), пк 210-310 - Кентерлау-Матайская зона рассеянного спрединга, пк 370 - Калмакэмельское островодужное поднятие ($D_{3fm}-C_{1t}$). Далее по профилю фиксируется Котанэмельский междууговый прогиб "задугового" типа пк 410-470), тыловое островодужное поднятие (пк 520-580). Большинство перечисленных структур составляют герцинское основание Балхаш-Илийского вулканического пояса.

В пределах Актау-Жонгарского микроконтинента сейсморазведкой установлены два разнородных блока, разделенные Бектауатинским разломом: к северо-западу от разлома блок фундамента Центрально-Казахстанской палеорифтовой системы, к юго-востоку – Новалы-Кызылэспинский блок. Первый блок отмечается низкой скоростью распространения сейсмических волн (6,2 км/с) до глубины 18 км. Второй блок в районе профиля представлен выступом докембрия на поверхности (пк 80), а в разрезе отмечен поднятием изолинии скорости 6,6 км/с до глубины 10 км при ширине до 50 км.

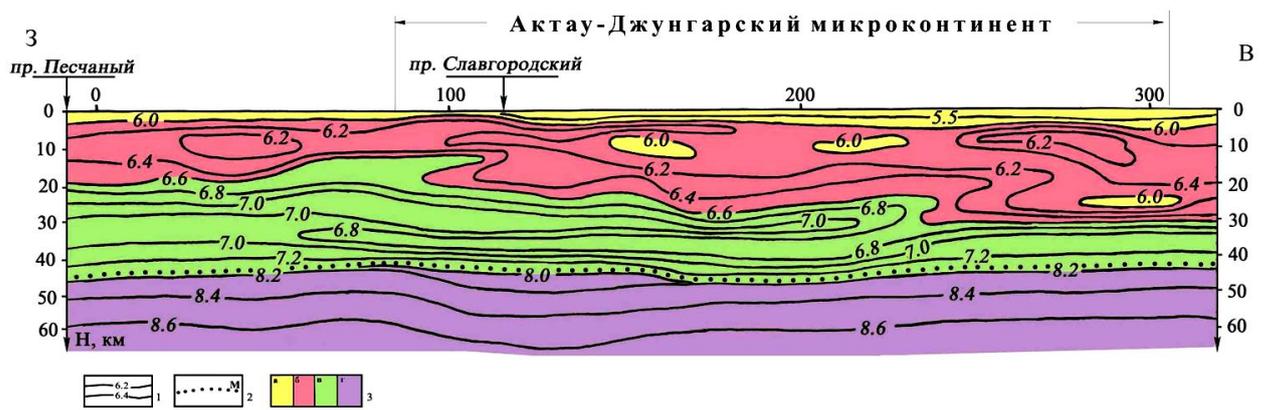


Рисунок 5.2.9 – Структурно-скоростная модель литосферы по профилю ГСЗ "Кентерлаускому"

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.

Восточнее Актау-Жонгарский микроконтинент перекрыт образованиями Балхаш-Илийского наземного вулканического пояса. Разрез относительно низкоскоростной: 6,2-6,4 км/с до глубины 26-30 км. Эта низкоскоростная часть разреза соответствует покрову вулканических пород мощностью порядка 3-4 км, а в докембрийском основании - глубинной части Коунрад-Борлинского гранито-гнейсового купола.

Токрау-Ортасуйская палеоостровная дуга (пк 200) в скоростном разрезе не выражена, но отметилась в геоэлектрическом разрезе и в гравитационном поле положительной аномалией.

В пределах Кентерлау-Матайского прогиба в нижнем слое земной коры выделяются две зоны инверсии скорости: на глубине 27 км - повышение скорости до 7,0 км/с, на глубине 36 км - понижение до 6,8 км/с.

5.2.3 Сейсмический профиль «Иссыкский»

Сейсмический профиль Иссыкский отработанный методом ГСЗ, пересекает территорию Северного Тянь-Шаня, Илийской впадины и Южного Прибалхашья на протяжении 330 км. В геологическом отношении большая часть этого профиля охватывает южный сегмент Балхашско-Илийского наземного вулканического пояса, и лишь его небольшой северный отрезок (пк 240-300) характеризует структуры, сформированные в среднем-позднем палеозое на коре океанического типа (рисунок 5.2.10).

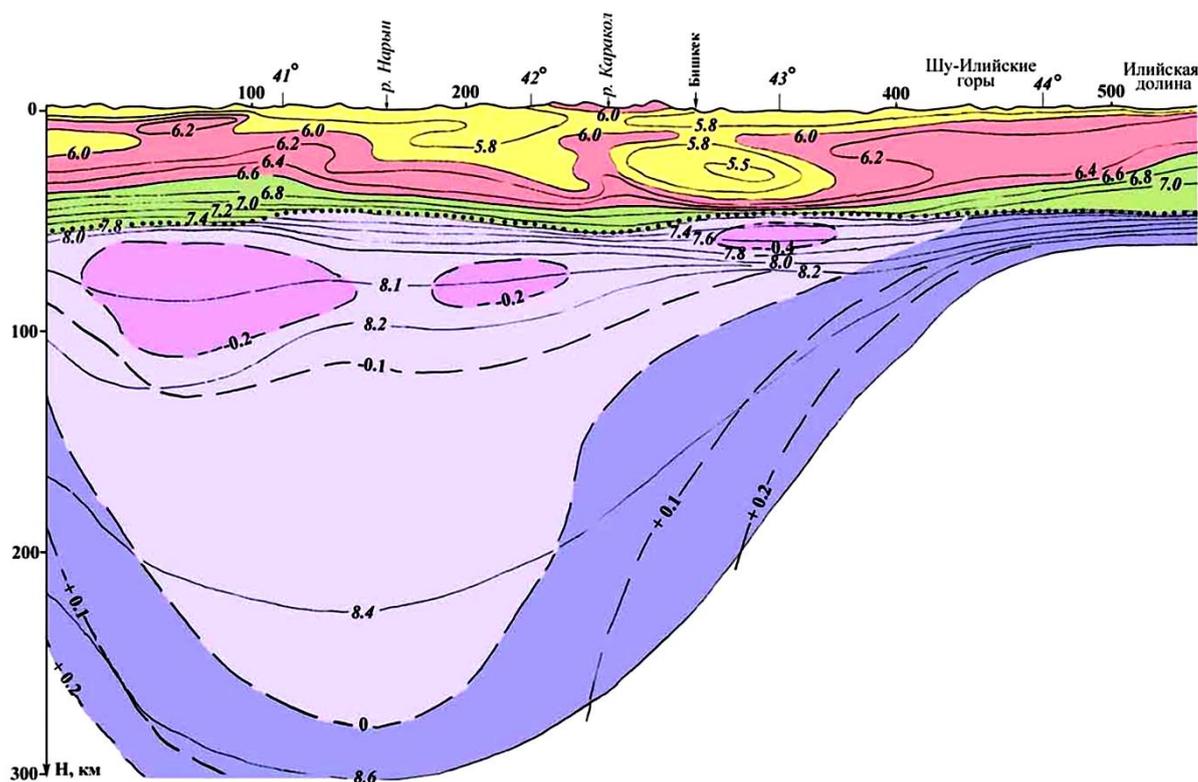


Рисунок 5.2.10 – Структурно-скоростная модель по профилю «Иссыкский» [156]

Структуры Северного Тянь-Шаня сформированы на докембрийском сиалическом фундаменте, консолидированном в конце среднего протерозоя. В среднем-позднем рифее здесь возникла энсиалическая островная дуга. Илийской впадине в палеозойском основании отвечает междугорный прогиб, подошва которого фиксируется изолинией скорости 6.4 км/с на глубине 21 км. В пределах впадины средний и нижний слой ЗК имеют сокращенную мощность. Сарыюзекский блок Актау-Джунгарского докембрийского террейна прорван крупной глубинной интрузией основного состава, отмеченной в интервале глубин 15-38 км скоростью 6.8-7.2 км/с. Севернее Сарыюзекского блока выделяется задуговый прогиб, фронтальная островная дуга, затем преддуговый прогиб и юго-западный край энсиматической островной дуги. Мощность нижнего (гранулит-базитового) слоя и скорость на этом участке резко увеличены; для мантии, наоборот, характерна низкая скорость см рис. 3.17,3.32).

В интервале между пикетами (-50)-0 земной коре свойственны высокие скорости прохождения сейсмических волн (6,8-7,0 км/с) с 2-3 зонами инверсий этого параметра. Земная кора принадлежит II типу и соответствует структурам Северного Тянь-Шаня, сформированным на древнем сиалическом фундаменте. Земная кора докембрийского террейна была консолидирована в конце среднего

протерозоя. В среднем- позднем рифее здесь сформировалась энсиалическая островная дуга.

Интервал между пк 0-50-100 отвечает Илийской впадине, выполненной отложениями кайнозоя, мощность которых в центре впадины (пк 0-25) достигает 8 км, в районе пк 100 -3 км. Мощность этих отложений постепенно уменьшается в северном направлении. В палеозойском основании Илийской впадине отвечает междуговый прогиб, выполненный отложениями ордовика. Подошва прогиба фиксируется изолинией скорости 6,4 км/с на глубине 21 км. Гранитно-метаморфический слой резко сокращенной мощности расположен в интервале глубин от 21 до 30 км. Глубже (от 30 до 48 км) находится гранулит-базитовый слой также пониженной мощности (15,0 км), в сравнении с мощностью этого слоя в предыдущем блоке (22,0 - 27,0 км). Глубина до поверхности М меняется от 48 (пк 50) до 50 (пк 0) и 55 км (пк 60), т. е. мощность земной коры резко возрастает под горными хребтами Тянь-Шаня.

В интервале пк 90-150 положительной аномалией скорости фиксируется восточный край Сарыозекского блока Актау-Джунгарского террейна, сложенного породами докембрия. Земная кора этого блока в интервале глубин от 10 до 38 км является высокоскоростной (6,6-7,2 км/с). В центральной части блок прорван интрузией основного состава, также характеризующейся высокой скоростью распространения сейсмических волн (6,8-7,2 км/с) в интервале глубин от 15 до 38 км. Сарыозекский блок докембрия и интрузивный шток отмечаются положительными гравитационными аномалиями.

На разрезе уверенно фиксируется глубинный разлом, ограничивающий Сарыозекский блок с северо-востока. Разлом падает в юго-западном направлении под углом 70°. К северо-востоку от этого разлома между пк 170-200 методом МОВЗ-ГСЗ выделяется задуговый прогиб в интервале глубин от 3 до 18 км, запрокинутый в юго-западном направлении. Между пк 200-240 прослеживается фронтальная островная дуга, сложенная породами со скоростью 6,2 км/с и поэтому резко выделяющаяся на фоне прилегающих блоков с более низкой скоростью (6,0 км/с).

В районе пк 240-280 в скоростной модели нашел отражение преддуговый прогиб глубиной до 18 км, выполненный породами с низкой скоростью (6,0 км/с).

На отрезке профиля пк 100-300 зафиксированы значительные изменения внутреннего строения гранулит- базитового слоя земной коры: между пк 100-150 – резкое увеличение его мощности и возрастание скорости прохождения сейсмических волн до 7,4 км/с (пк 150-220). Поверхность М относительно ровная. Между пк -50, +50 верхняя мантия характеризуется низкой скоростью (< 7,8 км/с), начиная от пк 50 до 270 она повышается до 8 км/с.

Между пк 280-300 фиксируется юго-западный край энсиматической островной дуги, сложенной породами со скоростью распространения сейсмических волн до 6,2 км/с.

5.2.4 Модель тектоносферы по сейсмологическому профилю «Восточный»

Профилем освещается строение юго-восточной части палеозоид Казахстана: южный борт Кентерлау-Матайской зоны, сформированной в конце палеозоя на ранне-среднепалеозойской океанической коре; ее сопряжение с южным продолжением Актау-Жонгарского микроконтинента, Текелийский палеорифт, Бороталинский междуговый прогиб, а также осевая часть остаточного океанического бассейна (рисунок 6.10). Профиль "Восточный" на северо-востоке "наращивается" отрезком "Туркестанского" профиля (пк 1450-1800), который пересекает Шынгыз-Тарбагатай и юго-восток Иртыш-Зайсанского пояса.

В районе ПК 0-40 верхняя часть ЗК отметилась резко пониженной скоростью распространения сейсмических волн: между ПК 0-10 скорость 6,0 км/с достигается только на глубине 30 км, а между ПК 20-30 - на глубине 20 км. Низкоскоростная часть разреза соответствует ядру Теректинского антиклинория, сложенного гранитизированными комплексами архея с многочисленными слабоперемещенными батолитами гранитов того же возраста. Общая мощность ЗК достигает 58 км; гранитно-метаморфический слой превосходит по мощности гранулит-базитовый в 2,5 раза. От ПК 40 до ПК 95 наблюдается резкое воздымание в северном направлении изолиний высоких значений скорости: 6,0 км/с на глубине 8 км, 6,2 км/с – на глубине 10 км. В этом же направлении наблюдается и резкий подъем кровли гранулит-базитового слоя ЗК (изолиния скорости 6,4 км/с) до глубины 18-20 км. Мощность ЗК сохраняется в пределах 56-58 км, гранулит-базитового слоя - 30-35 км, гранитно-метаморфического - 15-20 км. В нижних горизонтах ЗК зафиксирован надвиг с перемещением пластин гранулит-базитового слоя в северном направлении. Фронт этого надвига проецируется на пластину офиолитового меланжа, выведенную на поверхность в 20 км севернее с. Кегень.

В районе ПК 100 изолинией скорости 6,0 км/с очерчена структура задвигового типа, ограниченная с севера и юга крупными надвигами. Ядерная часть этой структуры погружена на глубину 30 км. У ПК 200 отмечено поднятие поверхности гранулит-базитового слоя до глубины 25 км и надвигание его верхней части в северном и южном направлениях. Поднятие соответствует Восточному блоку Сарыозекского микроконтинента (см. рисунок 5.2.11).

Между ПК 180-200 ЗК аккретирована в процессе надвигания глубинных покровов с севера на юг (III тип коры). Текелийский палеорифт срезан надвигами на глубине 30 км. Его предполагаемое продолжение фиксируется погружением изолиний скоростей в южном направлении от глубины 20 км до 30 км под углом 20°. В районе ПК 250-400 фиксируется система встречных глубинных надвигов, направленная с севера на юг с одновременным поднятием литосферных блоков.

Мощная пластина высокоскоростных пород воздымается от ПК 400 с глубины 30 км в направлении к ПК 300 до глубины 8 км под углом 28°. Параллельно

высокоскоростной пластине ориентирована пластина низкоскоростных пород, погружающаяся от ПК 255 в северном направлении до глубины 40 км. Первая пластина в верхних горизонтах земной коры соответствует Центрально-Жонгарскому блоку пород докембрия; вторая - Бороталинскому междуговому прогибу.

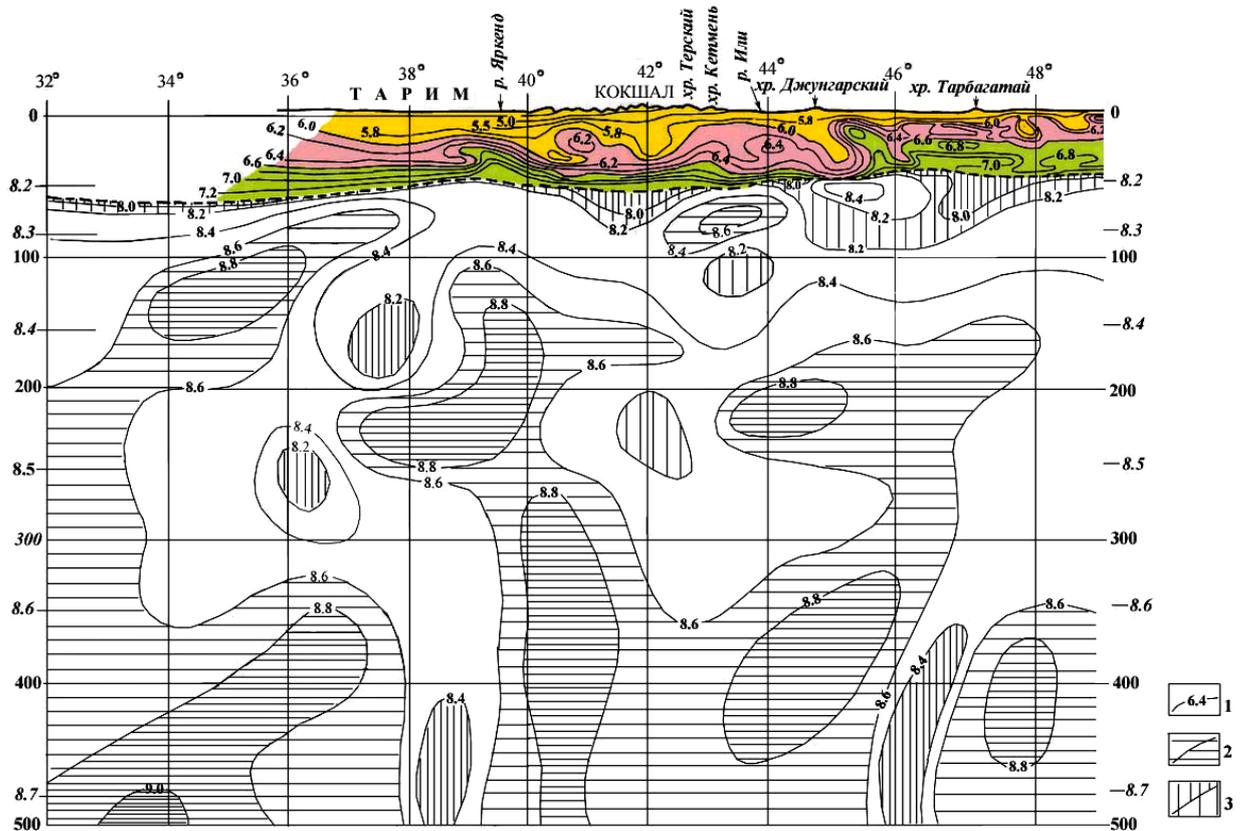


Рисунок 5.2.11 – Модель тектоносферы по траверсу «Восточный» [156]

1 – изолинии скорости, км/с; 2 - зоны с отклонениями значений V_p относительно нормальной мантии: anomalно (густая штриховка) и умеренно (редкая штриховка) повышенных; 3 - то же, пониженных.

В целом в глубинном разрезе между ПК 180 и 400 отражены коллизионные структуры, сформированные при столкновении двух литосферных плит Южно-Жонгарской и Северо-Жонгарской. При этом бывшие раздвиговые структуры - Текелийский палеорифт и Бороталинский прогиб разделены этими коллизионными структурами, отражающими процесс двухстороннего встречного сжатия. В пределах ПК 430 погружением изолиний низких скоростей до глубины 35 км зафиксирован преддуговой прогиб. В районе ПК 500 выделяется островодужное поднятие, ядерная часть которого находится на глубине не свыше 5-7 км.

Вдоль профиля "Восточный" зафиксированы три колонны высокоскоростного охлажденного вещества мантии (8,8-8,6 км/с), сопряженные

тремя колоннами низкоскоростного (8,6-8,4 км/с) разогретого вещества. В северной и южной частях профиля колонны образуют пары (охлажденное – разогретое вещество), которые, возможно, соответствуют глубинным разломам, аналогичным палеозонам Бенъофа. Северная парная колонна отвечает границе каледонид Тарбагатая и герцинид Иртыш-Зайсанской системы, а южная – северному борту Таримской впадины (см. рис. 4.20).

Илийской впадине и хр. Кетмень до глубины 350 км отвечает колонна разогретого вещества мантии. В интервале глубин от 80 до 120 км в верхней мантии вдоль всего профиля зафиксирован волновод, по которому литосферные плиты (в объеме ЗК) сдвинуты с севера на юг в процессе коллизионного сжатия. В итоге коровые структуры смещены по отношению к своим мантийным корням.

Таким образом, "Восточный" профиль содержит новую информацию о структурах юго-востока Казахстана, имеющую принципиально важное значение для расшифровки особенностей тектонического строения этого региона. Впервые до глубины 500 км четко отображено покровно-складчатое строение Жонгалии.

В целом разрезы отражают ряд новых элементов строения литосферы:

- резкие различия физических параметров и состава литосферы структур, сформированных на палеокоре континентального и океанического типов. В первом случае - это высокоомные (> 500 Ом·м) блоки гранулитов кислого и основного состава, подстилаемые истощенной верхней мантией, во втором - низкоомные (50-100 Ом·м) блоки metabазитового состава и неистощенная верхняя мантия;

- зоны субдукции и сопряженные с ними крупнейшие глубинные разломы, объединяющиеся в единые системы через астеносферный слой, характерно выраженные в физических полях и сопровождающиеся процессами скучивания коры, образованием зон меланжа и крупноамплитудных надвигов;

- блоки поглощенной литосферы в зонах субдукции, погруженные на глубины от 70 до 120 км и имеющие форму крутопадающих субдукционных пластин;

- пути миграции неистощенной мантии вдоль зон глубинных разломов, зафиксированные градиентными зонами понижения скорости и электрического сопротивления.

ҚОРЫТЫНДЫ

Оңтүстік Қазақстандағы кешенді геологиялық-геофизикалық зерттеулер геологиялық-геофизикалық деректерді интерпретациялау әдістемесі, геологиялық нәтижелер және аймақтың болжамды бағасы бойынша қорытындылар мен ұсыныстарды жасауға мүмкіндік береді.

Геологиялық-геофизикалық деректерді талдау нәтижелері келесі қорытынды жасауға мүмкіндік берді:

1. Терең тектоникалық аудандастыру кезінде негізгі әдіснамалық қабылдау зерттелетін құрылымдарды дамытудың қабылданған геологиялық тұжырымдамасына сәйкес физикалық өрістерді талдау, жер қыртысы мен мантия үлгілерін жасау болып табылады.

2. Тереңдік құрылымдарды қайта құру және құрылымдық талдауда жетекші болып тығыздық қималарына қайта есептелген және қазіргі заманғы компьютерлік технологияларды пайдалана отырып, тура және кері міндеттерді шешу негізінде нақты байқалған грави-және магнит - және электрметриялық деректермен түзетілген тірек сейсмикалық профильдерге негізделген тереңдік құрылымды кешенді геологиялық - геофизикалық модельдеу табылады.

3. Әртүрлі геологиялық формацияларды құрайтын тау жыныстарының физикалық қасиеттері мен көлемдерінің арақатынастары туралы деректерді талдау және қорыту гравитациялық және магниттік өрістерді, терең сейсмикалық зондылау (ГСЗ, МОВЗ-ГСЗ) мен профильдік сейсмотомографияны интерпретациялау нәтижелерін қамтитын геофизикалық және геологиялық деректер кешені бойынша өңірдің тереңдік құрылысын үлгілеуді жоғары дәлдікпен жүргізуге мүмкіндік берді.

4. Оңтүстік Қазақстанның жер қыртысының тереңдік құрылысын зерттеу кезінде әртүрлі масштабтағы бақыланған және трансформацияланған өрістердің гравиметриялық карталары негізге алынды, өйткені олар тұтастай, сондай-ақ жекелеген объектілер бойынша аймақтың неғұрлым толық ақпаратын қамтиды.

5. Физикалық модельдерді кешенді интерпретациялау – тығыздық, магнитті, құрылымдық-жылдамдық, геоэлектрлік-өте тиімді болып шықты және жер қыртысы мен жоғарғы мантия құрылысының тігінен және горизонталь бойынша біркелкі еместігін анықтауға мүмкіндік берді.

6. Оңтүстік Балхашаның тереңдік құрылысын зерттеу кезінде 1:500000-1:200 000 масштабтағы аномалды магниттік өрістердің жоғары дәлдікті аэромагнит және жер үсті түсірілімдерінің материалдары бойынша өндірістік бөлімшелер жасаған карталары пайдаланылды. Өлшенген магнит өрісі жер бетінде түрлі тереңдік көздерін көрсетеді. Байқалған магнит өрісінің карталары әртүрлі геодинамикалық жағдайларда қалыптасқан құрылымдардың заттық құрамы туралы ақпарат берді және олардың таралу шекарасын анықтау үшін пайдаланылды.

7. Терең құрылысты зерттеу үшін базалық сейсмометрия материалдары болып табылады. Қазақстанның оңтүстігі жер қыртысының

құрылымын және жоғарғы мантия шекарасын айқындайтын сейсмикалық барлау профильдерінің қалың желісімен қамтылған. Тереңдік құрылысты зерттеу кезінде тереңдік сейсмикалық зондтау материалдары (ГСЗ, МОВЗ-ГСЗ) пайдаланылды, олардың нәтижелері сейсмикалық қималар түрінде берілген, олар орта туралы жеткілікті толық және сенімді ақпаратпен сипатталады: жылдамдық изолиниялары, шағылыстыратын және сынатын шекаралармен, төмен және жоғары жылдамдықтар қабаттарының даму салаларымен, өшу параметрлерінің орташа мәндерімен, Пуассон коэффициенттерімен және т. б.

8. Геологиялық объектілерді зерттеу және геофизикалық аномалиялардың геологиялық табиғатын анықтау үшін олардың сапалық және сандық интерпретациясы жүргізіледі. Интерпретацияның басты мақсаты – терең қабаттарды сейсмометрия мәліметтері және аномалды денелермен, анықталған гравитарлау және магниттік барлаудың карталанған құрылымдарымен байланыстыру. Бастапқы материалдар ретінде гравитациялық және магнит өрістерінің карталары, сейсмологиялық қималар, геологиялық карталар, таужыныстардың физикалық қасиеттерінің деректері, ұңғымалар бойынша қималар пайдаланылады. Есептеу профильдерін аномалиялар арқылы бірнеше қималар бойынша таңдау кезінде Δg , V_{xz} , ΔT , ΔZ графиктері салынды.

9. Тереңдік қималарды модельдеу гравиметриялық және магнитометриялық мәліметтермен байланысқан сейсмикалық зерттеулер мәліметтері негізінде іріктеу әдісімен жүзеге асырылады. Сандық есептеулер гравитациялық аномалиялар үшін орындалды. Магнитті аномалиялар Балқаш-Іле вулкандық белдігінің вулканогенді шөгінділерінің қалыңдығын зерттеуде интерпретацияланған.

10. Физикалық модельдерді кешенді интерпретациялау – тығыздық, магниттік және құрылымдық-жылдамдық, жер қыртысы мен жоғарғы мантия құрылысының тік және горизонталь бойынша біркелкі еместігін анықтауға мүмкіндік береді. Геофизикалық деректерді кешенді түсіндіру нәтижесінде тірек тереңдік қималары салынды. Қимада шөгінді тысының және жоғарғы мантияның құрылысы: стратиграфиялық бірліктер, тектоникалық кешендер, жарылымдар, интрузивті массивтер, әртүрлі жастағы іргетастың түрлі блоктары бейнеленген.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- 1 Геология и полезные ископаемые Юга Казахстана. /Под ред. Шлыгина А.Е. Южказгеология. -Алматы, 1991. - 42с.
- 2 Бекжанов Г. Р. (ред.) Геологическая карта Казахстана. Масштаб 1:1000000, 1998.
- 3 Карта магнитного поля Казахстана. М-б 1:1000000. Гл. редактор Б.С.Ужкенов. /составители Е.Нусипов, О.В. Игнатюк и др.- Алматы, 2001.
- 4 Шацлов В.И., Горбунов П.Н., Фремд А.Г. и др. Скоростные модели земной коры Казахстана. –Алматы, 1993. -105 с.
- 5 Бондарев В.И. Основы сейсморазведки. Учебное пособие для студентов Вузов, Екатеринбург, 2003. – С. 332.
- 6 Альмуханбетов Д.А., Каримов К.М. Роль электромагнитных зондирований в исследовании земной коры и верхней мантии в Казахстане. //Методика и результаты геофизических исследований: -Алма-Ата: КазПТИ, 1984.- С. 95-99.
- 7 Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. / Даукеев С.Ж., Ужкенов Б.С., Любецкий В.Н., Мирошниченко Л.А., Воцалевский Э.С. и др. -Алматы, 2002.- Т.1 -216с.
- 8 Хмелевского В.К. Геофизические методы исследования. – Москва, «Недра». 1988.
- 9 Шерифф Р., Гелдарт Л. «Сейсморазведка», – Москва, «Мир», 1987.
- 10 Кузнецов В.И. Элементы объемной (3D) сейсморазведки. Учебное
- 11 Бродовой В.В. Комплексирование геофизических методов. Недра, 1991.
- 12 Гладкий К.В., Гравиразведка и магниторазведка, – М., Недра, 1967.
- 13 Герхард Дор, Введение в прикладную геофизику, – М., Недра, 1984.
- 14 Знаменский В.В. Общий курс полевой геофизики, – М., Недра, 1989.
- 15 Комплексирование геофизических методов при решении геологических задач. Под редакцией Никитского В.Е. и Бродового В.В., М., Недра, 1987.
- 16 Логачев А.А., Захаров В.П., Магниторазведка, М., Недра, 2000.
- 17 Любимов Г.А., Любимов А.А. Методика гравимагнитных исследований с использованием ЭВМ, М., Недра, 1988.
- 18 Геофизические методы поисков и разведки. Материалы международной научно-технической конференции Горно-геологическое образование в Сибири – 100 лет на службе производства. Томск. Издательство Томского политехнического университета, 2001.
- 19 Страхов В.Н. Методы интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Пермь, изд. Пермского университета, 2004.
- 20 Истекова С.А. Комплексные геофизические исследования при изучении глубинного строения Южного Казахстана //Вестник КазНТУ. - Алматы, 2007. -№3. – С.67-79.