HAL open science

Morphostructural features of deep-sea trenches of the Pacific Ocean, the problem of their origin

Polina Lemenkova

▶ To cite this version:

Polina Lemenkova. Morphostructural features of deep-sea trenches of the Pacific Ocean, the problem of their origin. 2021, 10.5281/zenodo.4885452 . hal-03246580

HAL Id: hal-03246580
https://hal.science/hal-03246580v1

Submitted on 2 Jun 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License

На правах рукописи

Леменкова Полина Алексеевна

Морфоструктурные особенности глубоководных желобов Тихого океана, проблема их происхождения

25.00.03 «Геотектоника и геодинамика»

Диссертация на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук

Москва 2021 г.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Оглавление

1.Введение.....5
1.1.Теоретическое обоснование и практическая значимость.....5
1.2.Актуальность темы исследования.....6
1.3. Объект исследования.....7
1.4.Цель исследования.....7
1.4.1 Общая цель.....7
1.4.2 Частные цели.....8
1.5.Задача исследования.....8
1.6.Новизна.....9
1.7.Положения, выносимые на защиту.....11
1.8.Апробация результатов.....11
Глава 1. Степень разработанности темы исследования: обзор литературы.....15
1.1. Предпосылки и краткий экскурс в проблематику.....17
1.1.1. Глубоководные желоба.....17
1.1.2. Динамика исследований морского дна.....18
1.2.Проблематика исследования.....21
1.3.Пробелы в существующих исследованиях.....22
1.4.Вопросы исследования.....24
1.5.Технический подход.....24
Глава 2. Желоба Тихого океана.....26
2.1 Курило-Камчатский желоб.....26
2.2 Алеутский желоб.....30
2.3 Центральноамериканский желоб.....31
2.4 Перу-Чилийский желоб.....36
2.5 Желоб Кермадек.....40
2.6 Желоб Тонга.....40
2.7 Желоб Вануату (Новые Гебриды).....41
2.8 Желоб Витязь.....42
2.9 Желоб Новой Британии (Бугенвиль).....44
2.10 Желоб Сан-Кристобаль.....45
2.11 Филиппинский желоб.....46

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

2.12 Манильский желоб....50
2.13 Желоб Рюкю....52
2.14 Желоб Палау....54
2.15 Желоб Яп....55
2.16 Марианский желоб....56
2.17 Желоб Идзу-Бонин....63
2.18 Японский желоб....65
2.19 Желоб Пюйсегюр....67
2.20 Желоб Хикуранги....69
Глава 3. Методология....71
3.1 Данные....71
3.2 Методика....72
3.3 GMT....73
3.3.1 Батиметрическое картографирование....76
3.3.2 Сейсмическое картографирование....77
3.3.4. Геологическое картирование....81
3.3.6 Моделирование геоида....82
3.3.7 Моделирование трехмерной сетки....84
3.3.9 Автоматическая оцифровка профилей поперечного сечения....86
3.3.10 Моделирование двухмерных статистических гистограмм....89
3.3.11 Моделирование трехмерных статистических гистограмм....89
3.3.12 Моделирование статистических трендов градиента профилей....90
3.3.13 Моделирование поверхности....90
3.4 AWK....91
3.4.1 Преимущества AWK....91
3.4.2 Предварительная обработка данных....93
3.4.3 Изменение формы таблицы....93
3.5 Октава / MATLAB....96
3.5.1 Преимущества Octave....96
3.5.2 Обработка данных....97
3.5.3 Анализ данных....97
3.6 Quantum ГИС....99

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

3.7 Статистические алгоритмы....101
3.8 Язык R для морской геологии....102
3.9 Язык Python для морской геологии....102
3.9.1 Преимущества Python....102
3.9.6 Анализ данных....104
Глава 4 Результаты....105
4.1 Классификация подводной геоморфологии....105
4.2 Курило-Камчатский желоб....114
4.3 Алеутский желоб....120
4.4 Среднеамериканский желоб....122
4.5 Перу-Чилийский желоб....123
4.6 Желоб Кермадек....124
4.7 Тонга желоб....125
4.8 Желоб Вануату (Новые Гебриды)....125
4.9 Витязь желоб....125
4.10 Желоб Новой Британии (Бугенвиль)....127
4.11 Желоб Сан-Кристобаль....127
4.12 Филиппинский желоб....128
4.13 Манильский желоб....133
4.14 Желоб Рюкю....135
4.15 Желоб Палау....136
4.16 Желоб Яп....137
4.17 Марианская впадина....138
4.18 Желоб Идзу-Бонин....144
4.19 Японский желоб....146
4.20 Желоб Пюисегюра....147
4.21 Желоб Хикуранги....148
Глава 5 Обсуждение результатов....150
5.1 Новизна....150
5.2 Актуальность....152
5.3 Морфология глубоководных желобов....155
5.4 Перспективы ИТ-инструментов для геологии....157

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Глава 6 Заключение.....158
6.1. Выводы.....158
6.2. Краткое изложение.....162
6.3. Рекомендации.....164
6.4. Перспективы и будущие разработки.....165
Список литературы.....167

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

ВВЕДЕНИЕ

1.1. Теоретическое обоснование и практическая значимость

Геоморфологические формы рельефа океанических желобов, их формирование и изменение геоморфологической форм - вопрос особой важности для научного сообщества в морской геологии. Актуальность этого вопроса значительно увеличилось с начала бурного развития информационных технологий (ИТ), инструментов и методов расширенного анализа данных, но их понимание тем не менее остается неоднородным. Поскольку большинство океанических желобов расположены по окраинам Тихого океана, это играет центральную роль для анализа и понимания их образования.

Особые геологические условия, наличие зон тектонической субдукции, обширная территория Тихого океана со сложной системой циркуляции, распространение зоны «огненного кольца» [20], т.е. сейсмически активного пояса землетрясений и вулканических процессов, делают желоба Тихого океана чувствительными к факторам, влияющим на их формирование, которое вызывает изменения в их геоморфологических формах. До 80% землетрясений, зафиксированных сейсмическими службами, сосредоточены в Тихоокеанском «огненном кольце» [6, 7]. Тектонические структуры дня Тихого океана отличаются вариативностью и сложностью форм. В общей классификации можно выделить острова, подводные окраины материков, океанические валы, подводные горы, срединно-океанические хребты, котловины, каньоны, абиссальные равнины, ложе океанических впадин, подводные внутриокеанические каньоны, а также глубоководные желоба, зоны разломов, срединноокеанические хребты и срединноокеанические рифты, которые входят в единую систему рифтов растяжения [11], [8].

В этой связи, уникальный пример надводного продолжения рифтовой системы представляет Исландия, которая является самым крупным океаническом острове, лежащем на продолжении структур срединно-океанического хребта, вместе с тем отличаясь по своему строению [12], [91], [294]. В этом контексте наиболее репрезентативными индикаторами вариаций глубоководных желобов являются геологические и тектонические факторы, такие как динамика литосферной коры, влияющая на скорость и интенсивность субдукции плит, величину и повторяемость подводных вулканов, вызывающих активную седиментацию.

Геоморфология морского дна в желобах зависит от множества факторов, которые в конечном счете влияют на форму рельефа. Эта диссертация рассматривает такие факторы как формирование тектонических плит, субдукцию, историческое геологическое развитие,

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

расположение основных зон землетрясений и подводных вулканов как основные типы ключевых факторов, влияющих на формирование океанических желобов. Вторичные факторы включают океанические течения, седиментацию и особенности распределение биоты, способствующие седиментации. Используя методы моделирования данных, были сопоставлены и проанализированы формы пересечения профилей 20 желобов в ортогональном направлении для выделения различий и вариации в их геоморфологии.

1.2. Актуальность темы исследования

Актуальность диссертации заключается в ее междисциплинарном характере, демонстрирующем сочетание из следующих подходов: 1) систематический анализ геопространственных данных из множества источников; 2) статистический моделирование и обработка данных библиотеками Python и R, AWK и Octave / Matlab; 3) геологический анализ литературы; 4) картографическое отображение и моделирование скриптами Generic Mapping Tools (GMT) и визуализация в QGIS. Диссертация вносит вклад в исследования по Технические скрипты, используемые для расширенного статистического анализа, полностью представлены в Приложении А для повторяемости и применения методов в аналогичных работах.

Формирование глубоководного желоба представляет собой сложный процесс, на который влияет совокупность различных геологических и тектонических факторов, объясняющих процесс его формирования и дальнейшее развитие в зависимости от степени влияния данных факторов, влияющих на морфоструктуру. Попытки исследований желобов по поперечному сечению профилей проводились в прошлом, например, но все же основанные на технических приемах того времени. На настоящий момент в существующей литературе нет работ, основанных на систематическом применения скриптов GMT для моделирования морфоструктуры океанских желобов, и это исследование способствовало этому вопросу.

В настоящее время изучение морских геологических явлений и сложных процессов с помощью программирования и скриптов является эффективным методом. Быстрое развитие передовых методов анализа данных представляет такие инструменты, как GMT, Octave/MATLAB, R и Python. Использование скриптовых методов особенно эффективно применительно к огромному количеству морских геологических данных (т.н. big data). Обработка больших массивов данных с помощью скриптовой техники картографирования и графической визуализации представляется критически важным подходом, поскольку алгоритмы библиотек предоставляют доступ к точному и быстрому анализу больших массивов данных. Конкретная информация о глубинах труднодоступных океанических желобов может

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

быть получена для точной визуализации и анализа их подводной геоморфологии от локального до регионального и глобального масштабов.

Однако, несмотря на существующие отдельные публикации, в настоящий момент отсутствует единообразие в изучении глубоководных желобов, а также есть нехватка систематического картографирования желобов применительно к региону Тихого океана. Отсутствие системного подхода к картографированию глубоководных желобов приводит к недостаточному пониманию геоморфологических различий их профилей в разных частях океана: южном и северном, восточном и западном, а также и их особенности, вызванные на геологическими и тектоническими локальные условиями в местах формирования. Эта диссертация направлена на геоморфологическое моделирование, систематическое картографирование, пространственный анализ и классификацию 20 океанических желобов Тихого океана (табл. 1.1.1). В диссертации представлен системный подход к мониторингу и сравнительному анализу морфоструктур глубоководных желобов, образовавшихся в определенных геологических и тектонических условиях на окраинах Тихого океана.

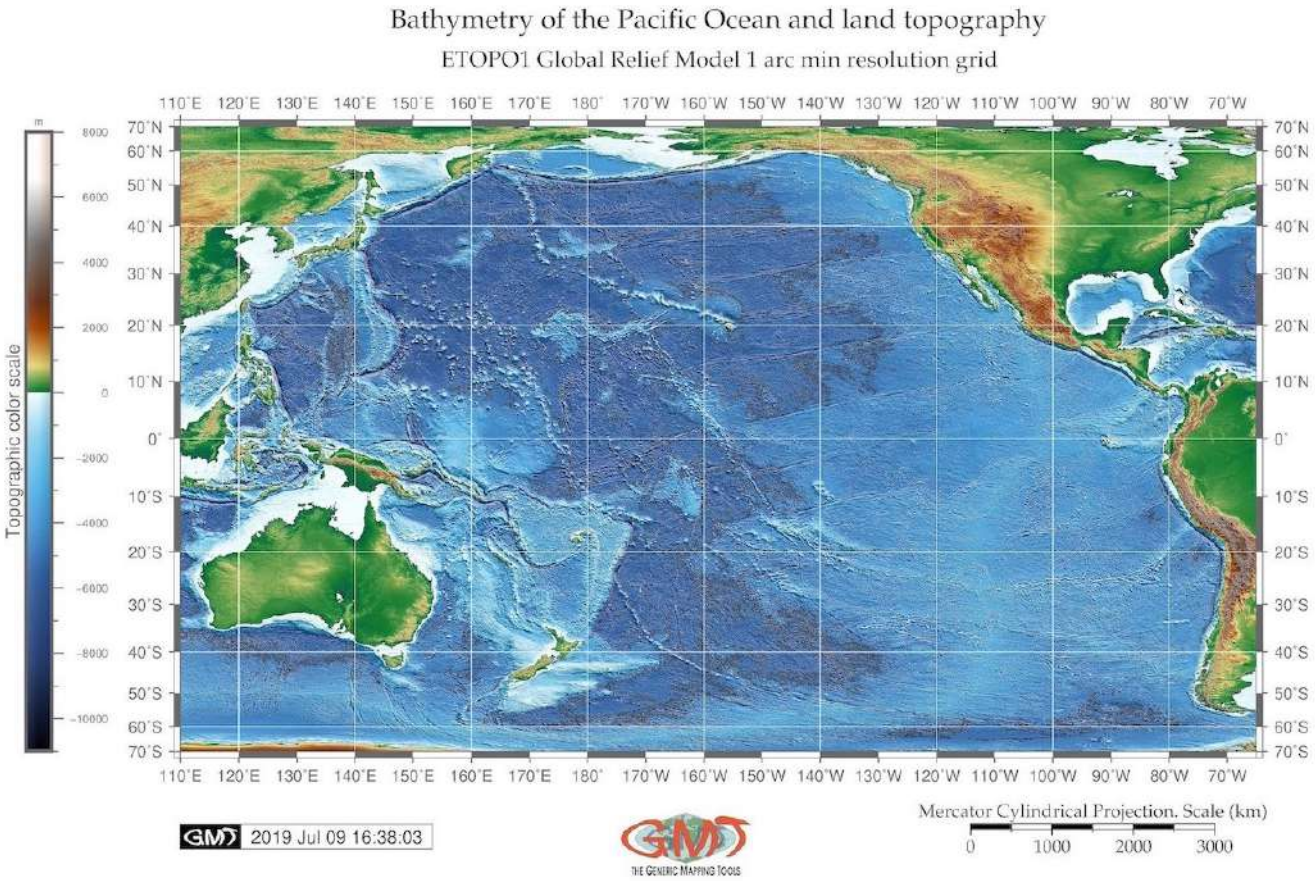


Рис. 1

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

1.3. Объект исследования

Объектом данной диссертации являются 20 глубоководных желобов, расположенных по окраине Тихого океана (Рис. 1), Таблица 1. Район исследования охватывает Тихий океан. 20 выбранных глубоководных желобов включают следующие: Алеутский, Марианский, Филиппинский, Курило-Камчатский, Центральноамериканский, Перу-Чилийский, Палау, Японский, Кермадек, Тонга, Идзу-Бонин, Новобританский, Сан-Кристобаль, Манила, Яп, Ноогебридский, Пюйсегюр, Хикуранги, Витязь и Рюкю. Это основные желоба Тихого океана, наиболее представительные для геоморфологического моделирования.

1.4. Цель исследования

1.4.1 Общая цель

Общей целью данной диссертации является сравнительный анализ вариативности геоморфологии 20 глубоководных желобов Тихого океана в их различных сегментах на основе прикладного статистического анализа, поддерживаемого GMT, Octave, Библиотеки Python и R, и геоморфологическое моделирование желобов для классификации и ранжирования их форм рельефа на основе общих характеристик в ортогональном плане:

- Проанализировать вариации геоморфологической формы подводной геоморфологии в 20 глубоководных районах. желоба Тихого океана.
- Выполнить классификацию геоморфологических типов 20 глубоководных желобов на основе их геометрические свойства, отличия и сходство

Следующие типы форм геоморфологических профилей желобов были выявлены и подразделены на семь типов: U-образные (в плане), V-образные (в плане), асимметричный, серповидный, извилистый, удлиненный, каскадный. Для каждого типа (U, V, асимметричный и т. д.) выделены характерные подтипы крутизны: сильная, очень сильная, экстремальная, крутая, очень крутой. Склоны долин классифицируются следующим образом: очень высокие, высокие, умеренные, низкие, в зависимости от кривизны и степени. Классы размеров и уклонов долин анализируются в контексте физической среды, тектонических и геологических условий района желоба.

1.4.2 Частные цели

- Картографирование локальных геологические условий в районах расположения 20 глубоководных желобов, на основе имеющихся наборов данных
- Картографирование геофизических свойств (морской гравитации в открытом воздухе и модели геоида) 20 желобов на основе имеющихся наборов данных

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

- Использование методов алгоритмов программирования (Python и R) для получения моделей взаимосвязи геологических факторов и геоморфологии желобов
- Моделирование с помощью модулей скриптового картографического инструмента GMT для систематического построения профилей поперечного сечения для 20 желобов для сравнительного анализа их геоморфологии
- Выполнение статистического анализа батиметрии. Совместное применение статистических библиотек для анализа и визуализации данных (Python, R, GMT, Octave, AWK) для анализа данных и моделирование показывают значительную неравномерность геоморфологии желобов вдоль окраины Тихого океана и взаимосвязь геологических факторов, влияющих на его структуру.

1.5. Задача исследования

В задачу исследования входила построение цепочки автоматизированного рабочего процесса (workflow), позволяющего моделировать крупномасштабные профильные поперечные сечения при геоморфологическом картографировании сегментов желобов Тихого океана, а также их количественном сравнительном анализе и классификации. Методология GMT включает последовательные алгоритмы картографических скриптов для визуализации, картографирования, автоматической оцифровки профилей поперечных разрезов, и геоморфологического моделирования желобов. В процессе решения задачи было использовано 50 модулей инструментария GMT- и применено для обработки массивных наборов данных, репрезентативных для 20 желобов по всему региону Тихого океана.

С помощью наборов батиметрических данных высокого разрешения (Общая батиметрическая карта океанов (GEBCO), ETOPO1 и Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM)), были смоделированы, проанализированы образцы разрезов желобов, также была проанализирована вариативность форм, крутизны и геометрии кривизны желобов с помощью расчетных моделей для каждого желоба. Таблицы были преобразованы из плагинов QGIS в библиотеки Python и пакеты R, а также от GMT до Octave через языки AWK. Результаты выявили вариации формы и крутизны подводной геоморфологии в 20 желобах Тихого океана. Корреляция между формой геоморфологических профилей и геологических факторов и уровнем тектонической активности (землетрясения, вулканизм, скорость субдукции тектонических плит) подтверждена и проанализирована шкалой крутизны желобов, кривизны и неравномерности форм. Морфологический анализ структуры желобов оценивался по каждому из них по регионам (север, юг, запад и восток Тихого океана).

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

1.6. Новизна

Новизна диссертации состояла в разработке экспериментальных методов GMT, впервые примененных к моделированию именно глубоководных желобов, а также расширении существующих методов пространственного моделирования с использованием языков программирования Python, R, AWK и Octave для моделирования, статистического анализа, визуализации и геоморфологической классификации подводных форм рельефа желобов. Использование методов расширенного анализа данных оказало решающее значение для полученной точной и надежной обработки данных, поскольку понимание форм рельефа морского дна может быть основано исключительно на компьютерном моделировании данных из-за их недоступности месторасположения желобов.

Техническая инновация работы заключается в междисциплинарном подходе, сочетающем ГИС-анализ и статистические методы (R, Python, MATLAB), которые способствуют изучению океанских желобов, при пространственном анализе больших данных. Моделирование закономерностей корреляции геоморфологической структуры и геологических особенностей морского дна в районе желобов имеют решающее значение для моделирования рельефа дна океана. Выбор методологии, инструментов и алгоритмов объясняется целями и задачами исследования. Специфика морской геологии заключается в высоких требованиях к уровню обработки данных.

Наборы данных обрабатывались, вычислялись и анализировались в полуавтоматическом режиме с помощью алгоритмов машинного обучения в картографии. Таким образом, диссертация представляет комплексный подход. Основанные на глубинном анализе геологического строения желобов (представленный в описательной главе 2) и технические подходы, использующие современные алгоритмы анализа данных и эффективную визуализацию путем использования языков программирования и скриптовой картографической программы GMT, не применяемого ранее в существующих работах по сравнительной морфологии глубоководных желобов Тихого океана.

Новизна исследования заключается в представленной систематической классификации и сравнительном моделировании геоморфологических профилей глубоководных желобов Тихого океана, выполненных с помощью последовательного использования современных наборов инструментов для создания картографических скриптов и статистического анализа. Техническая новизна заключается в сочетании GIS, GMT, Python, AWK, R применительно к задачам картографирования и моделирования подводных форм рельефа дна.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

1.7. Структура

Содержание диссертации: 87 рисунков, 13 таблиц, 40 перечисленных уравнений, 351 цитированных ссылок, 351 наименований в списке литературы, общий объем 268 страниц. Структура состоит из 10 основных разделов:

1. **Введение.** Представлено краткое изложение объекта, целей и задач исследования. Во введении выявлен пробел в исследованиях по данной теме, сформулирована проблема. Цель исследования определяет направление исследования, разделены на общую цель (пространственный геоморфологический анализ) и конкретную цель (технические подходы). Приведено обоснование работа и его актуальность.

2. **Глава 1 (Обзор литературы)**. В разделе представлены объект исследования (20 желобов). Существующие литературные источники рассмотрены. Основные положения опубликованных работ обсуждены. Вопросы исследования и гипотезы подчеркивают и углубляют вводную главу. Введены сокращения в Списке сокращений.

3. **Глава 2 (Региональные условия)**. Район исследования (желоба Тихого океана). Дается обзор каждого из 20 желобов Тихого океана, представляющий район исследования. Описаны географические и геологические условия, отражены геоморфологические особенности желобов на основе имеющихся исследований.

4. **Глава 3 (Методология и данные).** Описаны используемые данные, рабочий процесс GMT, R, Python, алгоритмы скриптов AWK и Matlab. Обсуждается функционал применяемых инструментов, графический вывод представлен в виде графиков, диаграмм и диаграмм. Математические алгоритмы, используемые в статистических моделирование данных и географических информационных системах (ГИС) представлены и перечислены в Списке формул. Таблицы, обобщающие статистические подходы и методы, представлены в Списке таблиц. Графики и карты перечислены в Списке рисунков и Списке карт, соответственно. Полное скрипты и программные коды приведены в Приложении А. Представлены решения картографического скриптового набора инструментов GMT, обеспечивающие высокое качество карт. Представлено обсуждение и описание картографирования различными методами.

5. **Глава 4 (Результаты).** Представлена классификация и сравнительный анализ геоморфологии 20 желобов, сделанный статистическими методами GMT, R и Python. Результаты представлены в виде серия тематических карт геолого-геофизической визуализации 20 желобов Тихого океана и их геоморфологическое моделирование.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

6. **Глава 5 (Обсуждение).** Представлено обсуждение результатов, полученное в ходе этого исследования, обсуждаются результаты статистического анализа от R и Python. Кроме того, в этой главе дается подробная интерпретация результатов, предполагающих анализ факторов, влияющие на формирование желоба.

7. **Глава 6 (Заключение).** Приведено заключение о проведенном исследовании. Рассмотрено воздействие ключевых факторов, которые влияют на геоморфологическую структуру океанических желобов. В общем виде глава отражает перспективы статистического анализа в морской геологии с использованием GMT и языков программирования. Диссертация заканчивается рекомендациями для дальнейших подобных исследований и обсуждение дальнейших перспектив в аналогичных работах.

1.8. Личный вклад автора

Автор лично написала скрипты GMT, использованные для моделирования желобов и тематического картографирования, а также скрипты на языках программирования Python, R и Octave для дополнительного статистического анализа желобов. С использованием данных скриптов автором лично проведено картографирование, 2D и 3D моделирование всех основных 20 желобов, представленных в настоящей диссертации, геологическое описание исследованных районов желобов Тихого океана. Автором лично выполнен отбор и анализ данных на пригодность (разрешение, надежность источника, актуальность) из доступных геофизических, геологических и топографических источников данных. С использованием отобранных данных автором лично проведена обработка данных для картографирования (форматирование, проецирование и подготовка отдельных слоев по координатам профилей) и последующее систематическое картографирование. Все иллюстрации без исключения (как карты, так и графики), представленные в диссертации, являются результатом работы автора: картографирование на основе GMT и частично QGIS с использованием плагинов для цифрования, графики профилей желобов в GMT по авторской методике с использованием модулей GMT, статистические графики, выполненные на основе R, Python и Octave. По выполнении картографирования и технических скриптовых работ, автор лично провела интерпретацию морфологии желобов на основе результатов моделирования, а также анализ вариативности геофизических и геологических условий в областях исследования (мест расположения желобов) на основе визуализации данных. В соответствии с целью и задачами диссертации, автор проанализировала и обобщила обширный фактический материал (как картографические, так и литературные источники), опубликованные в предыдущих

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

существующих работах. Результаты графического моделирования и картографирования были использованы автором как иллюстрации в публикациях.

1.9. Положения, выносимые на защиту

- Научное обоснование, комплекс картографических методических решений и скриптовых алгоритмов GMT для геоморфологического моделирования глубоководных желобов Тихого океана находящихся под воздействием региональных тектонических условий и меняющихся скоростей движения литосферных плит.
- Основные пути повышения: i) методической актуальности (численные методы, скриптовые языки и программирование на языках Python, R, Octave); ii) наукоемкости (анализ обширного объема материалов как картографического, так и текстуального типа); iii) информативности (обработка больших массивов геолого-геофизических и геоморфологических данных с неочевидными, нелинейными связями, big data) для комплексных исследований дна океана при совокупном влиянии тектонических и геодинамических факторов, определяющих морфоструктуру дна Тихого океана.
- Теоретическая аргументация методологических решений по созданию методики комплексного картографирования профилей желобов двух- и трехмерным моделированием (2D и 3D-моделирование), описывающих: а) изменение крутизны и уклона профилей при вариативности геологических и тектонических условий; б) изменение геофизических свойств области исследования при вариациях гравиметрии вдоль русла желобов.
- Современный геоинформационных методический комплекс с применением скриптовых решений GMT и статистического анализа на языках Python, R и Octave для исследований изменения морфологических, геометрических и геофизических свойств желобов под воздействием геолого-геофизических региональных эффектов от воздействии вариативности скорости движения и субдукции литосферных плит.
- Западный и восточный регионы Тихого океана отличаются вариативностью типа глубоководных желобов и маркированы U, V-образными и асимметричными формами разрезов поперечного сечения. Сейсмически активные зоны определяют морфологию желобов помимо геолого-геофизических условий, соответственно.

1.10. Апробация результатов

По результатам исследований, выполненных в рамках данной диссертационной работы, опубликовано 57 печатных работ, из них 12 статей в периодических изданиях,

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

индексированных в Scopus и Web of Science (входящих в список рекомендованных ВАК), 2 тезиса докладов материалов конференций и 43 публикаций в прочих журналах.

ГЛАВА 1. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ И СТЕПЕНЬ РАЗРАБОТАННОСТИ ТЕМЫ

Океанические впадины являются самыми глубокими областями на Земли. Глубоководные океанические желоба в основном формируются в местах зоны субдукции, по которым литосферные тектонические плиты перемещаются одна под другую. Геоморфологическая форма глубоководных желобов очень разнообразна (V-образная, U-образная, от удлиненной до перевернутой гребневидной, круглые, дугообразные, симметричные или неправильные: лево- или правосторонние), что часто связано с преобладающими движениями тектонических плит, геологическим режимом и субстратом.

Из-за специфических геологических условий океанические желоба имеют уникальное строение и особенности, сформированные в результате сложного процесса. Морфологически представлены как длинные, узкие, крутые впадины на дне океана, желоба расположены на максимальных глубинах, примерно от -7.300 до> -11.000 м. Существует ряд факторов, влияющих на структуру и формирование желобов: батиметрия, география, геология и тектоника со сложными взаимосвязями между этими детерминантами. В центре внимания данной работы является сравнительный анализ вариативности геоморфологического строения, классификация профилей разрезов и формирование 20 глубоководных желобов (Таблица 1).

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Работа представляет вклад в исследования по геологии Тихого океана и подчеркивает взаимосвязь геоморфологических, геологических, тектонических и вулканических факторов влияющие на формирование подводных форм рельефа дна.

Таблица 1 – Основные данные по 20 глубоководным желобам Тихого океана

№	Название желоба	Макс. глубина, км	Длина , км	Широта, км.
1	Алеутский	8,109	3,400	59
2	Марианский	11,022	2,550	59
3	Филиппинский	10,540	1,320	65
4	Курило-Камчатский	10,542	2,900	59
5	Центральноамериканский	6,669	2,750	34
6	Перу-Чилийский	8,065	5,900	64
7	Палау	8,080	700	47
8	Японский	8,513	800	59
9	Кермадек	10,047	1,200	88
10	Тонга	10,882	1,375	78
11	Идзу-Бонин	9,810	2,800	82
12	Новобританский	9,140	335	70
13	Сан-Кристобаль	9,020	742	64
14	Манильский	5,400	648	76
15	Яп	8,946	500	45
16	Новые Гебриды	7,600	1,200	34
17	Пюйсегюр	6,300	835	65
18	Хикуранги	3,750	342	95
19	Витязь	6,000	413	47
20	Рюкю	7,790	2,250	38

Удаленное расположение, сложная батиметрия и большие массивы данных неизбежно вызывают потребность в подходах машинного анализа данных (т.н. machine learning, ML) в

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

картографии с целью визуализации, моделирования и картографирования морское дно на экстремальных глубинах, для сравнительного анализа геоморфологии желобов. Разработка эффективных картографических методов, технических средств и точные алгоритмов для анализа данных для картографирования подводного рельефа, способствуют лучшему пониманию структуры морского дна. Эта диссертация имеет целью сравнительный анализ подводной геоморфологии желобов, расположенных в Тихом океане с помощью обработки данных, визуализации, картографирования и моделирования с помощью скриптового инструментария GMT, языков R и Python.

Согласно классификации Международной гидрографической организации (IHO), океанские желоба представляют собой «очень длинные, узкие, экстремально глубокие и асимметричные впадины морского дна с относительно крутыми сторонами». В связи с таким характерным морфологическим признаком, картирование глубоководных желобов всегда ограничивалось как их удаленностью, так и отсутствием высококачественных наборов батиметрических данных по морскому дну [90]. Тем не менее, в наблюдениях Земли происходит непрерывный технический прогресс и данные улучшаются в качестве и доступности (15-секундные растры GEBCO или ETOPO1).

В тоже время совершенствование методов обработки данных (ИТ-технологии) и развитие скриптовых языков позволяют точно отображать и моделировать наименее доступные объекты морского дна на обширных участках в самых удаленных частях желобов. Использование статистических подходов для сравнительного анализа геоморфологии желобов позволяет оценить вариативность их форм, классифицировать и выделить различные формы подводного рельефа. Быстро развивающиеся ИТ-методы произвели революцию в картографировании морского дна, позволив собирать контекстную информацию для визуализации батиметрии и, таким образом, обеспечить создание обновленной базы данных для морской геологии и геофизики. Настоящая диссертация вносит свой вклад в развитие методов анализа данных в морской геологии посредством детализации картографирования океанических желобов и их классификации.

В этом контексте были рассмотрены следующие ключевые вопросы: какие глубины морского дна, являются наиболее повторяющимися для каждого желоба и как можно использовать знания о геологических и тектонических условиях чтобы объяснить различия в их геоморфологии. Большая область исследования и ограниченные наборы данных, доступные для выполнения исследования показали, что на эти вопросы можно ответить посредством

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

детального картографирования и описания моделирования поперечного сечения профилей в самых характерных сегментах желобов, выполненное с помощью GMT, QGIS, Python и R.

На основании выполненного обзора литературы, можно сделать вывод, что по сравнению с наземными участками Земли (суши), геоморфология океанических желобов картографирована и визуализирована существенно хуже и недостаточно детально из-за сложного подводного рельефа и технических трудностей регулярной съемки морского дна (здесь имеется ввиду, главным образом, стоимость и сложность организации морских экспедиций). Однако быстрое развитие новых картографических методов, продвинутых методов моделирования и визуализации данных способствовали постепенному прогрессу в картографировании и интерпретации подводной геоморфологии. В общем приближении. глубоководные желоба в поперечном сечении в основном имеют V- или U-образную форму профилей, но тем не менее проведенный анализ показал, что они могут быть гораздо более сложными по форме: корытообразные, асимметричные, наклонные, извилистые в ортогональном плане и похожие на речную долину в плане геометрической формы в плоском 2D-сечении, а также варьироваться в наклонном или 3D виде. Как правило, геоморфология желобов различается по крутизне, кривизне и глубине склона, что рассмотрено ниже.

1.1. Предпосылки и краткий экскурс в проблематику

1.1.1. Глубоководные желоба

Океанические желоба представляют собой сложную систему с сильно взаимосвязанными факторами: геологией (мощность отложений и тектоника, включая тектонические плиты), батиметрия (координаты, угол наклона, значения глубины в точки наблюдений). Существуют различные геодинамические процессы, влияющие на динамику тектонических рифтов, структуру, а также геоморфологию рифтовых окраин. В настоящее время интерес к геодинамике в области океанов возрос. Анализ причин и последствий геодинамических процессов является ключевой целью океанографических исследований.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

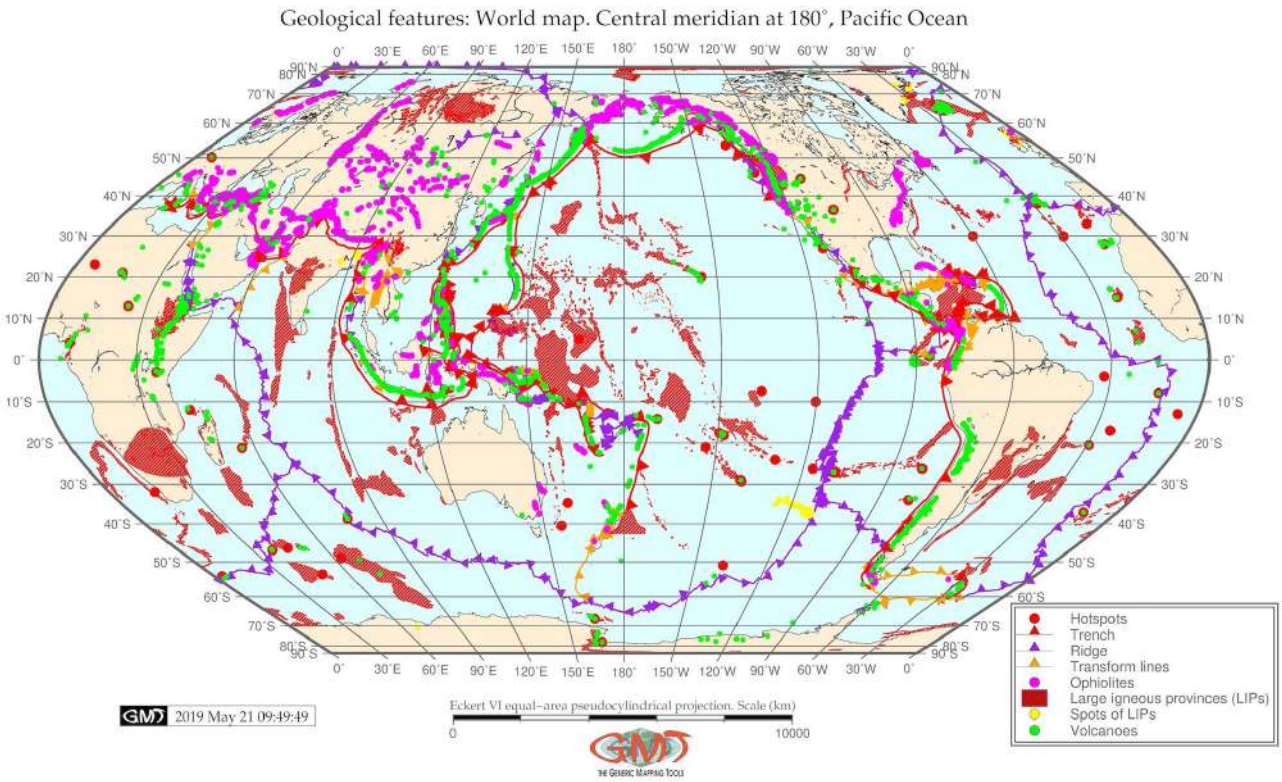


Рис. 2.

Знание и правильное понимание движущих факторов, воздействующих на геоморфологию океанического дна, дает понимание возможной динамики, накопления и расположение минеральных ресурсов океана, также имеющих значение для экономического развития. Таким образом, учитывая важность глубоководных районов, изучение геоморфологии желобов с точки зрения батиметрии является актуальной задачей. Образование глубоких океанских желобов вызвано погружением остывшей плиты в мантию вызывает и обычно, сопровождается землетрясениями и цунами [56]. Геологическое строение Тихого океана (Рис. 2), равно как и его тектоническая структура (Рис. 3) имеют сложный характер.

При этом, анализ батиметрии дна Тихого океана показывает более сложное и глубокое строение в его западной части (Рис. 1). В Тихом океане имеется 20 глубоководных желобов, включая большие и второстепенные. Особую часть Тихого океана занимает северный и северо-западный регионы. Значительную часть северной половины Тихого океана занимает северо-западная котловина, с севера ее ограниченная подводной возвышенностью Обручева, с востока - грядой Императорских гор и Гавайским вулканическим хребтом, с юга - цепью подводных гор Маркус-Неккер, с запада - глубоководными желобами: Курило-Камчатский, Японский, Идзу-Бонинский.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

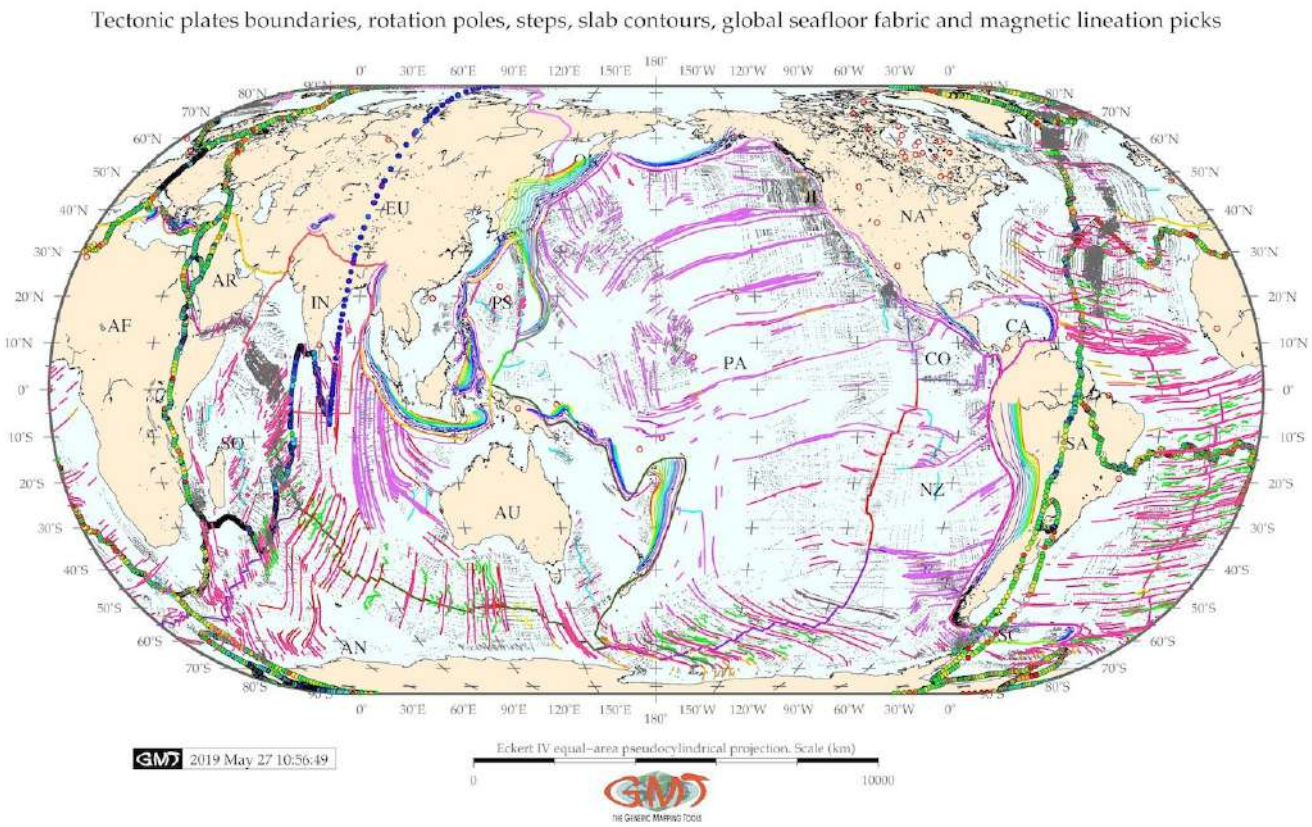


Рис. 3.

Почти в центре котловины находится массивное сводовое поднятие - подводная возвышенность Шатского [2]. Предыдущие работы обсудили проблему тектоники движения плит [26; 53] и вопросы геодинамики. Дно глубоководного желоба представляет собой фон для всех геологических, океанологических и геохимических процессов, которые отражаются на его форме. Понимание батиметрии океана имеет решающее значение для геологических и тектонических исследований океана. Как отмечается в, распределение высот на Земле или гипсография сильно неравномерна. Наибольшую часть глубин занимают глубокие котловины (4–6,5 км), перекрытые абиссальными равнинами и холмами, тогда как морское дно с глубинами 2–4 км в основном состоит из океанических хребтов и в целом покрывают около 30% всего морского дна океана. Наконец, мелководье и континентальные окраины с глубинами 2 км и менее покрывают лишь небольшую площадь: 15% морского дна. Наконец, долины, подводные горы и подводные каньоны представляют собой лишь второстепенные элементы морского дна. Но в то же время, наибольшие глубины океана заключают в себя потенциал минеральных ресурсов, что объясняет актуальность изучения глубин в желобах.

Геоморфологическая эволюция океанических желобов в Тихом океане во многом определяется разнообразием факторов, включая геологические условия, движения

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

тектонических плит [25], геофизические процессы, подводный вулканизм, вызывающие интенсивность седиментации и биологические факторы, способствующие осадконакоплению. Ранние исследования океанических желобов подчеркнули взаимосвязь между геоморфологическими структурами глубоководных каналов, конусов, топографией с тектоникой, вулканизмом и динамикой срединно-океанических хребтов, например, Филиппинская задняя дуга [142], а также землетрясениями и гравитацией.

Ранее считалось, что океанические желоба являются сегментами океана с наиболее сильно лимитированной жизнедеятельностью, что вызвано экстремальными условиями, которые вертикальные ограничивают отдельные батиметрические слои и определяют распределение организмов. Высокое гидростатическое давление, температура, соленость, кислород, недостаток пищи, подводный вулканизм, субдукция, отсутствие УФ-излучения являются одними из основных факторов, ограничивающих присутствие, функционирование и расположение биоты в глубоководных желобах.

Давление в желобе увеличивается на 1 МПа на 100 м, достигая 100 МПа в наиболее глубоких местах. Жизнь на такой глубине и при таких глубинах требует регулярного поступления питательных веществ в форме химических веществ, переносимых придонной водой через глубокие течения, циркуляцию и турбулентность вод в желобе для поступления питательных веществ. Сообщества микробов также играют определенную роль в глобальном связывании углерода и углеродном цикле. Современные исследования в области морской биологии открыли новые факты: биомасса и численность фауны увеличиваются с глубиной в некоторых желобах, несмотря на то, что их видовое богатство уменьшаются с погружением вглубь [161]. Обширная структура микробного сообщества и глубоководной фауны, его численность, биоразнообразие и уровень эндемизма хорошо адаптированы к экстремальным условиям у видов, обитающих в желобах.

Таким образом, доказано, существование жизни в глубоководных зонах Тихого океана [193; 212]. Например, среди обнаруженных новых глубоководных видов отметим, например, *Spongicoloides* и *Corbitella*. На распространение видов также сильно влияют океанографические свойства и рельеф желоба [317], т. е. существование организмов на таких глубинах зависит от турбулентности потоков, морфоструктуры желоба и движения подводных течений. Высокая скорость осадконакопления и биомассы, интенсивная микробная активность и хемосинтетические сообщества играют решающую роль в биогеохимических циклах желобов

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

[28]. В связи с этим глубоководная биосфера заслуживает особого внимания, поскольку это особая территория желобов, где созданы условия для жизни морской фауны.

1.1.2. Динамика исследований морского дна

Актуальность исследований океанского дна нельзя недооценивать. В настоящее время предпринято много попыток понять, в какой степени и как геофизические движения в зонах субдукции влияют на геоморфологию желоба, деформацию и миграцию [190; 168]. Общее концепции и понимание функционирования и текущих проблем в исследовательских работах по глубоководным желобам были рассмотрены в данной диссертации. Например, развитие методов моделирования и прогнозирования землетрясений и цунами в Тихом океане основано на анализе данных для подводных регионов.

В качестве другого примера, используя датасеты долгопериодических сейсмограмм, зарегистрированных как временной ряд за 2006-2014 годы по данным Объединенных исследовательских институтов сейсмологии (IRIS) было обнаружено четкое снижение морфологии Тихоокеанской плиты, которое уплощается в основании верхней мантии [172]. Применение геодинамических данных, связанных с цунами, его возможные причины и последствия доказало, что на самых небольших участках субдукции границ плит происходят значительные оползни, которые вызывают большие разрушительные цунами [208]. Попытки изучения геоморфологии океана, динамики и взаимосвязи между различными факторами, влияющими на его функционирование, приводятся в различных исследованиях.

Исторические вехи до 20 века

История изучения геоморфологии океана постоянно развивается на протяжении 20-го века и до сих пор. Хронология ключевых исследований включает, например, следующие работы: [196; 160; 228]. Понимание разнообразия форм рельефа в подводной геоморфологии - очень сложная задача, в идеале включающая в себя сочетание междисциплинарных подходов: пространственная визуализация данных, геостатистический анализ, геологическое моделирование, применение численных методов и пакетной обработки массивных данных и др.

Вопрос об образовании и строении океанических желобов издавна привлекал внимание науки. Исследования желобов проводились в различных аспектах и ракурсах: батиметрические измерения для оценки объемов минеральных ресурсов, анализ пелагических и биотических сообществ, прогнозирование местоположений и частоты землетрясений. В настоящее время надежные статистические методы разработаны как важные дополнения к традиционным ГИС-методам геопространственного анализа глубоководных желобов океана.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

XX-й век отмечен систематическим исследованием океана с использованием методов дистанционного зондирования (ДЗ), инструментария ГИС для обработки данных, различных инструментов машинного обучения для статистической постобработки и анализа данных. На сегодняшний день существует множество попыток картографирования и мониторинга морского дна [136; 206] и достижения в области картографирования морского дна постоянно развиваются. Картографирование особенностей подводной геоморфологии и понимание факторов их вариативности центрирует несколько важных компонентов в развитии морской геологии. Во-первых, поддержка пространственных морских наблюдений и управления массивными наборами данных; во-вторых, вклад в экологический мониторинг Мирового океана; в-третьих, получение знаний о форме Земли; в-четвертых, мониторинг и оценка запасов минеральных ресурсов в глубинах океана, имеющая стратегическую цель планирования.

Прогресс в 21 веке

Быстрое развитие ИТ-технологий в 21 веке позволило проанализировать геологические и данные океанологических потоков используя большие данные, что существенно улучшило качество и скорость изучения морской геоморфологии. В 21 веке к преимуществам применения современных ИТ-технологий для морской геологии относятся, прежде всего, возможность применять языки программирования для анализа данных и открытые наборы данных. Междисциплинарный подход включает в себя геопространственный анализ ГИС, алгоритмы анализа данных, предоставляемые скриптами, библиотеки языков программирования высокого уровня, таких как Python и R.

За последние два десятилетия начиная с 2000 г, наряду с прогрессом в скриптовом программировании и машинном обучении, в некоторых исследованиях представлено использование приложений Python и R. Тестируя функциональность пакетов, алгоритмов и методов, эти работы бросил вызов науке о данных и представили новую методы исследований в геологии и науках о Земле. Тем не менее, большая часть существующих геологических исследований океанических желобов в основном сосредоточены на проблеме субдукции тектонических плит и движениях литосферы [192; 60; 31], имея недостаточное использование методов программирования, и в основном применяя традиционные методы ГИС. Следовательно, в области морской геологии, несмотря на очевидную важность связи между ГИС и алгоритмами программирования пока нет достаточного количества тематических исследований, объединяющих данные области в едином междисциплинарном подходе. Текущая диссертация нацелена восполнить этот пробел.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

В настоящее время ценность больших данных в морской геологии неоспорима, поскольку увеличивается объем больших массивов данных, их надежность и точность. Однако вопрос стоит не в необходимости массовой обработки данных, и их хранении, но в том, как эффективно обрабатывать большие структурированные наборы табличных и разноформатных данных, с помощью алгоритмов машинного обучения и методов потоковой обработки данных в морской геологии. Ответ на эти вопросы представляется в использовании алгоритмов статистической обработки данных в библиотеках языков программирования, которые позволяют комплексно обрабатывать массивы данных. В этой диссертации продемонстрирован графический анализ моделей геологических данных с помощью GMT, Python, R и Matlab. А также проиллюстрировано изменением формы таблиц с помощью AWK, что неоценимо в случае больших данных и позволяет обрабатывать данные как поток с помощью скриптов.

Вычисления и обработка данных за счет комбинированного подхода скриптовых инструментов для анализа геоданных (GMT, Python, R, Matlab, AWK) в морской геологии является перспективным динамически развивающимся подходом, нацеленным расширить и дополнить существующие традиционные методы ГИС. Скриптовые языки программирования позволяют иметь дело с огромным количеством геологических данных и обрабатывать их в оперативном режиме. Пакетная обработка больших массивов геологических данных возможна за счет применения методов машинного обучения из областей ИТ. Обработка большого количества данных в морской геологии становится все более актуальной задачей, поскольку они производятся в машинно-генерируемом потоке как результат выборки массивов данных видео и изображений (например, в экспедициях).

Преимущество численных вычислений с помощью языков программирования для обработки таких данных заключается в их эффективности для морской геологии и функциональности при обработке больших массивов данных. Инструменты машинного обучения эффективны для обработки массивов и таблиц, содержащих данные из тысяч выборок. Корреляция между различными частями подводной геоморфологии очень сложна. В тоже время, использование алгоритмов статистической обработки данных позволяет осуществлять обработку в таких объемах. Например, с использованием машинной обработки данных можно выявить корреляции между географическим расположением желобов, формами, геофизическими условиями и подводной геоморфологией [223].

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

1.2. Проблематика исследования

Проблема правильного понимания глубоководных районов морского дна океана заключается в его недоступности месторасположения. Исследование рельефа дна абиссали и глубоководных районов Мирового океана, сформированных в результате глобальных геолого-геофизических процессов [62], является одной из наиболее актуальных и наукоемких областей морской геофизики и геологии. Современное развитие технического совершенствования методов исследования в этой области включает роботизацию и автоматизацию [4]. Как отмечается [214], необходимость в оценке и правильном понимании структуры геоморфология морского дна обусловлена его глубокой взаимосвязью с распределением морских ресурсов. Однако современные знания о структуре морского дна океана недостаточны. В то же время моделирование морского дна имеет решающее значение для точного батиметрического картографирования. Большинство методов моделирования океана не используют статистическому анализ на Python и R в достаточной мере, а также скриптовое картографирование GMT, когда большие наборы данных обрабатываются набором встроенных математических алгоритмов.

В различных статьях сообщалось о проблемах динамики, тектоники глубоководных океанических плит, глубокие экосистемы функционирование и развитие [316]. Было сделано много попыток по изучению взаимосвязи между факторами, участвующими в формировании желоба. Однако определенные ограничения в этих исследованиях, вызванные объектом исследования, определяют их ограниченность, т.к. подводные желоба являются наименее доступной формой суши на Земле для непосредственных наблюдений, требующие применения передовых методов численного моделирования.

Кроме того, подводная эрозия в пределах основной формы желоба и корректирующих участков откосов, играет важную роль в формировании их геоморфологии. Как уже было отмечено выше, из-за их физической недоступности, океанические желоба отличаются от других объектов на Земле. Сообщается о различных исследованиях геологической вариации желобой с неравномерным распределением различных морфологических форм. Среди них вопрос о том, как меняется форма желоба и каковы факторы, влияющие на его геоморфологию, является наиболее сложной задачей ввиду важности данных сегментов для всего океана.

Ограничения в морских геологических исследованиях связаны с дороговизной морских экспедиций. Использование доступных наборов геоданных с открытым исходным кодом устраняет эту проблему за счет использования открытых геопространственных данных и их

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

обработки в ГИС и языках программирования с открытым исходным кодом (R и Python). Точно так же Python на основе статистического набора статистических библиотек, таких как Numerical Python (NumPy), Scientific Python (SciPy), Статистические модели (StatsModels) [272] и Matplotlib представляют собой эффективный, бесплатные и доступный методы для обработки и моделирования морских океанологических данных. К другим подходам и методам ГИС, использовавшимся для моделирования морского дна, самой недоступной части Земли, относятся. например: echo-зондирование [344], метод профилометрии проводимости-температуры-глубины (CTD), акустические методы, непрерывное профилирование с помощью однолучевых систем и возможность покрытия дна, многолучевые системы, компьютерное моделирование.

Региональные исследования морской геологии желобов Тихого океана [86; 87] моделирование и прогнозы, сделанные на основе анализа геофизических параметров, сыграли важную роль в понимании текущих проблем морских геологических исследований. В концепции этих отчетов растяжении океанической литосферы морского дна (spreading), субдукции тектонических плит, континентальном дрейфе и плитах, тектоника Тихого океана анализировалась и обсуждалась. Понимание глубокой связи между различными факторами океанских желобов дает ключ к правильному моделирование месторасположения полезных ископаемых и прогнозу динамических процессов, например, землетрясений. Исследования таких сложных объектов требуют численного подхода.

Решения, предлагаемые передовой обработкой данных, являются эффективным инструментом для анализа массивов данных в морской геофизике, геодинамике и тектонике. Например, связывание наборов растровых данных и геологических данных по линеаментам тектонического спрединга с морским дном, и процессы, в конечном итоге формирующие существующие батиметрические формы, можно интерполировать как геоморфологические модели в более крупном масштабе, чтобы обеспечить основу, в которой может быть выполнено подробное картирование морского дна. Таким образом, нельзя недооценивать важность точности скриптовых методов картографирования и статистической обработки данных для морской геоморфологии.

1.3. Пробелы в существующих исследованиях

Данная диссертация была направлена на восполнение пробела в классификации и систематическом картографировании глубоководных желобов Тихого океана. Технически, пробел заключается в отсутствии междисциплинарных исследований, сочетающих

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

программирование и исследования в области наук о Земле путем сочетания преимуществ языков программирования (например, Python, R, AWK) и картографирования в морской геологии. Данная работа знакомит с применением передовых методов анализа данных применительно к изучению подводной геоморфологии. Новизна подхода состоит в применении функционала языков высокого уровня, Python и R, а также применимость алгоритмов машинного обучения в морской геологии GMT, делая шаг в сторону от использования традиционных ГИС.

Методологически эта диссертация способствовала восполнению вышеупомянутых пробелов в существующих исследованиях, применяя методы машинного обучения к анализу данных о геологии и тектонике морского дна с геоморфологическим анализом, градиентным моделированием и классификацией желобов. Техническое применение GMT, Python и R было использовано для написания алгоритмов в геоморфологическом анализе. Методическая интеграция нескольких языков программирования с GMT в морской геоморфологии на примере 20 желобов Тихого океана является новаторским методом, представленным в данной работе. Алгоритмы, примененные для геологических, геофизических и топографических данных, позволили получить более детальное представление о геоморфологии морского дна. Статистические методы и расширенный анализ данных на основе графиков, построенных методами машинного обучения, могут широко применяться в подобных исследованиях и направлены на моделирование вариативности рельефа морского дна.

Методов машинной обработки геопространственных данных применяются в морской геоморфологии относительно недавно. Однако, использование языков программирования высокого уровня по-прежнему требует особого внимания ввиду отсутствия комплексных методов по внедрению алгоритмов машинного обучения в геоморфологии. Текущее состояние исследований в области геоморфологии включает методы поддерживается в основном ГИС. Хотя некоторые работы фрагментарно включают скрипты Python как плагины, встроенные в ГИС, лишь относительно небольшое количество работ полностью используют программирование. С другой стороны, методы ГИС для моделирования в значительной степени способствуют лучшему пониманию структуры рельефа океанских желобов.

Следовательно, эта диссертация имеет как теоретическое, так и практическое значение для понимания взаимодействия различных факторов, влияющих на подводную структуру желобов Тихого океана. Геоморфологическое моделирование и сравнительная оценка топографии 20 основных глубоководных желобов Тихого океана представлены на основе

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

автоматически сгенерированных разрезов профилей и анализа их геологических, геофизических и тектонических условий, что позволяет выделить различия между их локальной структурой и визуализировать морфологическую вариативность рельефа дна в разных сегментах.

Взаимосвязь подводной геоморфологии, батиметрии и тектонических условий желобов может быть выявлена путем сравнения геоморфологических характеристик (например, крутизны склона) и геологических условий (седиментация). Вариации в структуре подводной геоморфологии происходят из исторических факторов (геологическое время), вызванные множеством факторов воздействия [337]. Для оценки взаимосвязи между факторами влияния на морфологию желоба могут применяться методы расширенного моделирования и статистического анализа. Примеры исследований корреляции между различными факторами, влияющими на океан функционирование приводятся в существующей литературе, нацеленные на анализ взаимосвязи между геологией, седиментация и океаническими формами рельефа с использованием имеющихся методов.

1.4. Вопросы исследования

Это исследование отвечает на три вопроса, направленных на описание и характеристику вариаций и выполнение классификации в геоморфологических типах 20 желобов с использованием методов анализа данных (GMT, R, Python, AWK). Для систематического моделирования профилей поперечного сечения желобов и оценки их геологических, тектонических, географических, океанологических и батиметрических применено сочетание статистических методов, ГИС и программирования. Вопросы исследования данной диссертации включают в себя следующие: i) Отличаются ли глубоководные желоба по геоморфологии по геологическим и географическим условиям на окраинах Тихого океана? ii) Какие факторы влияют на геоморфологию желобов и какие из них наиболее влияющие? iii) Какую классификацию форм геоморфологических форм в ортогональном плане можно предложить для желобов Тихого океана?

1.5. Технический подход

Основными техническими инструментами данного исследования являются инструменты GMT и ГИС с открытым исходным кодом (QGIS) и языки программирования: R, Python, Октава, AWK. Выбор статистических методов для моделирования морского дна является важным шагом в планировании исследования. Доступные данные могут отличаться в зависимости от текущего объема исследования, будь то структура осадочного чехла,

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

геометрические особенности глубоких горизонтов (угловая крутизна), скоростные характеристики волн, отраженные плотностью пород, подводные землетрясения, глубоководные океанские течения. Методологический подход требует тщательного отображения набора данных с целью статистического анализа.

Методология исследования основана на применении различных подходов со специальными инструментами для пространственного анализа векторных и растровых данных для изучения морского дна, обработки атрибутивных данных: геоморфология и геология, геофизические поля и тектоника литосферных плит. Разнообразие научных задач и необходимость изучения различных аспектов рельефа морского дна в желобах, привели к разработке специализированных геологических и геофизических методов и статистического инструментария. Несмотря на существующие традиционные ГИС, скриптовые библиотеки программирования предоставляют более эффективные возможности для обработки данных.

Предлагаемый подход комбинированного анализа данных с помощью GMT, QGIS, R и Python для пространственного и статистического анализа позволил провести моделирование больших наборов данных и картографирование в морской геоморфологии. Проблема в оценке больших массивов геологических данных (несколько тысяч выборок) касается трудности ручного картографирования и определения правильных алгоритмов при вычислениях и анализе распространения данных. В последнее время в географических науках возросла потребность в применении точных алгоритмов машинного обучения относительно важности выбора эффективного метода визуализации и вычисления данных.

Для решения этих проблем были использованы библиотеки данных Python Pandas: для оптимизации структуры данных, выбор правильных частей из фрейма данных (столбцы, строки в массивах данных), построение графиков. В методической части диссертация представляет автоматизированный рабочий процесс на основе GMT, позволяющий визуализировать ряд крупномасштабных профильных разрезов 20 желобов для их сравнительного картографирования на основе данных высокого разрешения (GEBCO, SRTM_15) с целью сравнительного анализа и классификации форм рельефа желобов. 50 модулей GMT были использованы для обработки данных и картографирования 20 желобов Тихого океана.

Диссертация представляет собой комплексный подход к геоморфологическому моделированию данных. Классические подходы картографирования ГИС и других инструментов геоинформатики включают, обработку данных ДЗЗ, навигационных карт и моделирования данных [332], статистический анализ. Однако использование GMT и

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

статистического моделирования наборов данных с помощью R, Python и GMT являются более эффективными методами для работ по геодинамике, геоморфологии и геофизике морского дна.

ГЛАВА 2. ЖЕЛОБА ТИХОГО ОКЕАНА

2.1 Курило-Камчатский желоб

Курило-Камчатский желоб (ККЖ) - океанический желоб глубиной более 5000 м, расположенный на границе Охотского моря (Рис. 4). Географически, ККЖ продолжается на юго-восток от побережья Камчатки, параллельно цепи Курильских островов и встречается с островом Хоккайдо [58]. Рельеф Курильской островной гряды крайне сложен. Острова Большой Курильской гряды являются вершинами горного хребта, простирающегося от о-ва Хоккайдо на юге до п-ова Камчатка на севере [82; 83]. Многие вулканы Курильской островной гряды скрыты под водой. В частности, экспедициями Института океанологии было обнаружено 47 подводных вулканов [10]. В геологическом отношении ККЖ представляет собой границу большой зоны субдукции Тихоокеанской тектонической плиты под Охотскую [127], которая вызывает неравномерность его батиметрии и морфологической структуры [51].

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

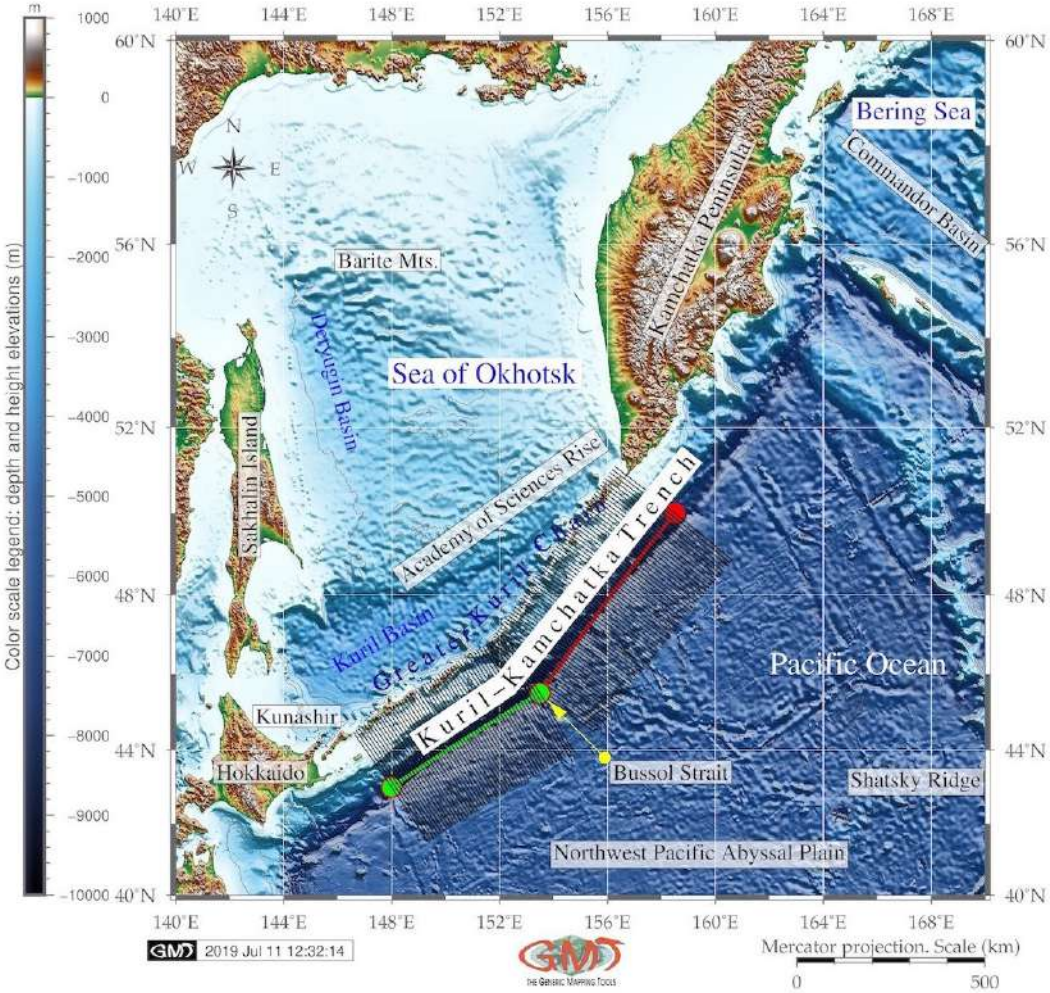


Рис. 4.

Подводная геоморфология морского дна ККЖ, сформирована в результате сложного взаимодействия геологических субстрат, водной толщи и ряда геофизических процессов и явлений. В пределах Курильской островной гряды фрагменты внешней гряды представлены северным и южным блоками хр. Витязь, которые отделяют со стороны Тихого океана Срединно-Курильский междуговой прогиб. данный прогиб интенсивно заполняется терригенным материалом, привносимым со стороны Курильских островов. При этом в пределах южного и северного окончаний Курильской гряды фрагменты хр. Витязя и междуговой прогиб практически погребены осадками [74, 75].

В результате вариации в распределении морфологических форм рельефа в желобе были вызваны непрерывным влиянием различных факторов на протяжении всей истории его формирования. Охотское море - полу-замкнутое, не изолированное, структурно связанное с Тихим океаном через проливы Буссоль и Крузенштерн, имеет максимальную глубины 3374 м.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Самым глубоким из глубоководных проливов к северо-западу от Тихого океана является Буссоль с глубинами до 2300 м [133]. ККЖ делится проливом Буссоль на южный и южный северные части. Поскольку геологические факторы различаются в северной и южной частях желоба, это влияет на его геоморфологию.

Верхние водные массы района ККЖ сильно развиты под влиянием течений в противоположных направлениях: Оясио, идущее из Арктики на юг в Тихий океан и Куросио, идущие из Южного Китая и проходящее в северо-восточном направлении. ККЖ характеризуется геометрически длинной узкой, удлиненной, глубокой и асимметричной впадиной морского дна с крутыми спусками. Вместе с Алеутским желобом он представляет собой сплошное сложное покрытие площадью 254.740км^2. ККЖ распространен вдоль Курильских островных дуг и массивов Евразийского континента, возник в ассоциации с островодужной системой, где Тихоокеанская тектоническая плита погружается под Североамериканскую и Охотскую плиты. Охотская плита представляет собой область залегающих активных грабенов к югу от цепочки небольших осадочных бассейнов в горах Черского [329]. Геоморфологические и топографические особенности п-ва Камчатка находятся под влиянием климата и гляциологических эффектов (ледниковые цирки) [106].

Южная часть Большой Курильской гряды включает большие острова Кунашир, Итуруп и Уруп, составляющие система острова-дуга-желоб. Эта часть приурочена к зоне субдукции северо-западной части Тихого океана [19]. Топографические и геоморфологические особенности желоба в его северной части отличаются от таковых, расположенных южнее, у группы подводных гор. Как было упомянуто выше, отличительной особенностью ККЖ является разделение на две его части: северный и южный сегменты у пролива Буссоль. Формирование желоба зависит от воздействия местных геологических и геофизических условий, меняющихся вдоль желоба. Геологические условия района исследований характеризуются высокой сейсмичностью, повторяющимися землетрясениями и тектонической нестабильностью, вызванной субдукцией плит [32]. Очаговые зоны роев и эпицентры большинства землетрясений, генерирующих цунами, приурочены к подводным горам на хребте-барьере между Камчаткой и глубоководным желобом [1]. Геологические факторы различаются в северной и южной частях, что закономерно влияет на геоморфологию (Рис. 5).

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

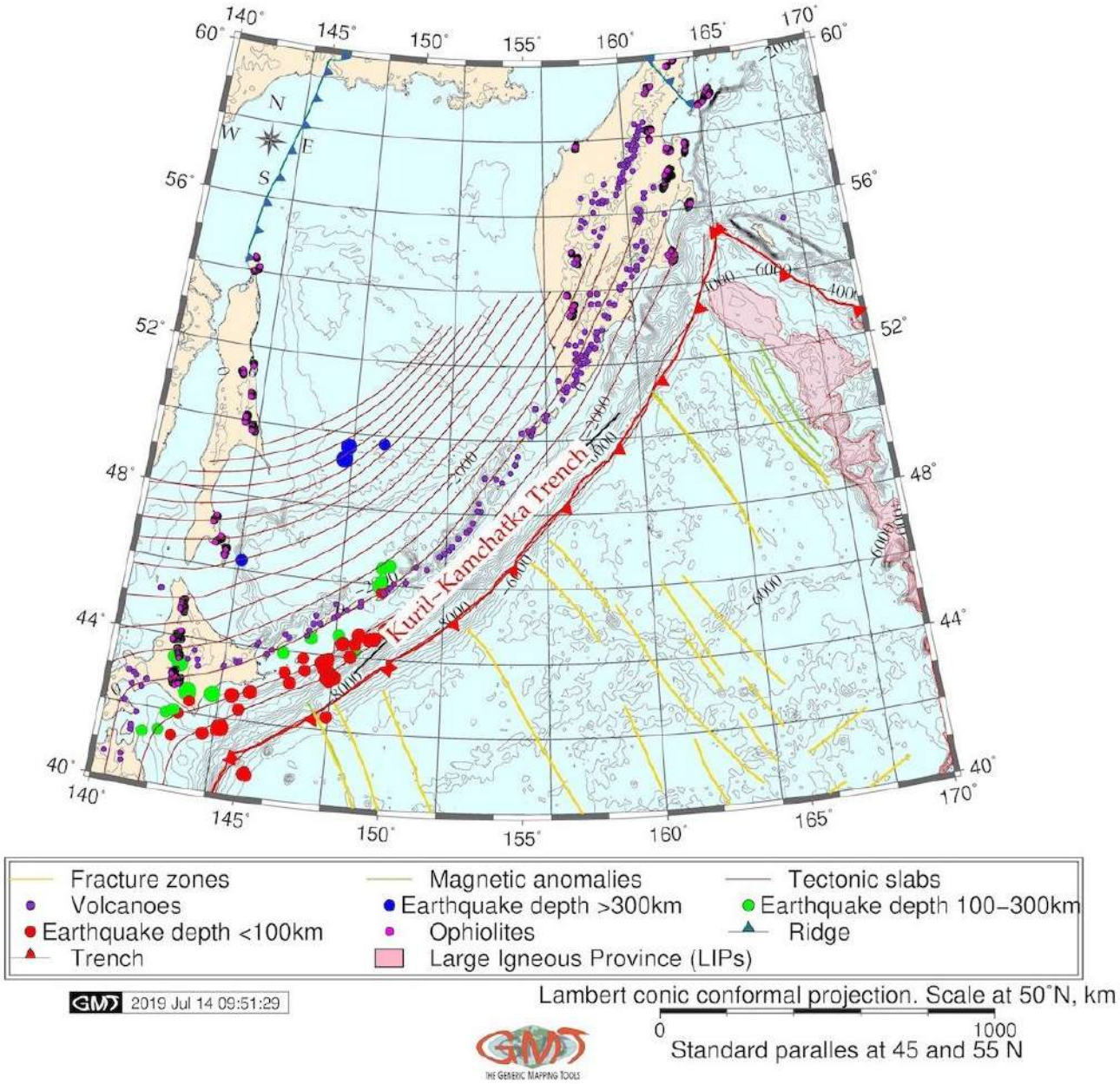


Рис. 5.

Тектонические свойства ККЖ взаимно влияют на геоморфологию суши и подводных лодок. Таким образом, как отмечается, расположение ККЖ на месте встречи активных Курило-Камчатских и Алеутских дуг вызывает сильную тектоническую активность на побережье полуострова Камчатка. Геоморфологическая характеристика включает возвышение многоуровневых сильно приподнятых морских террас, смещенных по действующим тектоническим разломам. Кроме того, тектонические движения вызывают поднятие прибрежных отложений.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

ККТ относится к чилийскому типу тектонической субдукции, который имеет пологое наклонное падение со скоростью ок. 2 см/год и межсейсмическое упругое укорочение 1-2 мм/год. Высокая боковая скорость в более мелком клине мантии объясняет как тектонику субдукции сжатия, так и обратное сжатие дуги в ККЖ. Это приводит к аномалиям сейсмических скоростей в мантии под слоем ККЖ, как показано на томографических изображениях. Несмотря на возраст Тихоокеанской плиты, резкого изменения возраста на морском дне вдоль ККЖ не отмечено, и старая Тихоокеанская плита омолаживается на севере ККЖ в районе подводной горы Мэйдзи Гайот.

Курило-Камчатская зона субдукции, часть Тихоокеанского «Огненного кольца», образует северную часть Курило-Камчатской вулканической дуги в северо-западной части Тихого океана. Скорость субдукция Тихоокеанской плиты под Евразийской плитой составляет около 79 мм год-1 или 8-9 м за столетие по ККЖ. Это вызывает высокую сейсмическую и вулканическую активность, что делает этот регион одним из наиболее тектонически активных сейсмических регионов мира, обладающим реологическими неоднородностями мантии активнйо окраины Тихого океана [14; 71]. В частности, одна из самых активных вулканических дуг в мире расположена на восточном побережье Камчатки [190]. Анализ ряда исследований землетрясений в районе южной части Охотского моря на регулирующем п-ове Камчатка показал, что в настоящее время действует 29, из 500 и 300 потухших вулканов на п-ове Камчатка в районе ККТ.

Южная часть ККЖ отличается от северной, что подтверждается недавними исследованиями [229], где это продемонстрировано на примере Южных Курил, поскольку интенсивные флюидные тепловые потоки в континентальной литосфере являются причиной образования магматических очагов и развития вулканизма и полиметаллических руд в этом регионе. Более 700 землетрясений с гипоцентрами >50 км регистрируются в фокальной зоне ККЖ [116]. Отдельные землетрясения показывают большие вариации сейсмического сдвига и распределения форшоков и афтершоков, демонстрирующие пространственную неоднородность в уровне напряжений и геологических условиях вдоль границы тектонической плиты.

Северная часть ККЖ, расположенная к северу от пролива Буссоль, представляет собой географически сложный регион с более мелкими островами, чем в других частях Курильской вулканической дуги, карта 3.3.9. Эта район отличается аномально высоким тепловым потоком на дне океана. Уменьшенная термическая толщина Тихоокеанской плиты при ее погружении в северную часть ККЖ указывает на нижележащий мантийный плюм, а также на то, что тепловая

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

толщина подстилающей плиты меньше ожидаемой по сравнению с нормальной океанической пластина такого же возраста [65; 340; 341].

Исторически сложилось так, что зона субдукции ККТ испытала множество крупных цунами вдоль желоба. Сообщения о сейсмичности ККЖ предоставлены многочисленными исследованиями [321]. Максимальная глубина сейсмичности вдоль ККЖ постепенно изменяется от ок. 600 км до ок. 300 км по широте и увеличивается в центральной части от ок. 50° с.ш. до приблизительно 54° с.ш. [190], а затем резко снижается на глубину 100 км к северу. Частота возникновения цунами на острове Шикотан, южной оконечности Курильской островной цепи - 1 раз в 250 лет. Наиболее активным участком зоны субдукции ККЖ являются южные Курильские острова и Хоккайдо: участки с девятью землетрясениями с магнитудой 7.5-8.5. Более сильные землетрясения с магнитудой 9.0 баллов каждые ок. 500 лет зафиксированы только на острове Итуруп. Такая сейсмическая обстановка в ККЖ делает этот район на северо-западе Тихоокеанское побережье регионом, особо подверженным цунами. Механизм очага сильнейших землетрясений (M>5) в южной части ККЖ влияет на ориентацию желоба через основные зоны трещинноватости по направлению и типу геоморфологических смещений.

Формация ККЖ подвергается воздействию местных геологических, геофизических и океанологических условий, которые возникли в результате сложного процесса движений и субдукции тектонических плит (Рис. 5). В то же время, есть локальные различия в северной и южной частях морского дна, которые влияют на форму склонов желоба. В зоне субдукции Тихоокеанской плиты эти поперечные сечения наклонного желоба иллюстрируют земные процессы субдукции и отложения глубоководных отложений в желобе в его обоих сегментах. Система рассеивания наносов желоба образует два различных типа: первая - параллельная желобу и вторая - система перехода желобов. Геологические параметры, показанные на Рис. 5 показывают линии трещин, которые преимущественно имеют юго-восточное направление, показывая перпендикулярные направлении и протягиваются в общем направлении желоба.

Геоморфология ККЖ включает основные подводные формы рельефа, связанные с процессами седиментации, вулканической деятельности, тектоникой, историей геологического образования и региональными океанографическими процессами. Среди наиболее важных из них отметим следующие:

- система связанных подводных каньонов и каналов;
- овраги и глубоководные веера, расположенные на склонах;
- потоки мутных наносов;

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

- рвы и глубинные каналы, вызванные циркуляцией океана;
- вращательные глубинные оползни, вызванные нестабильностью откосов желоба и массовым транспортом, связаны с геологической структурой подстилающих пород;
- кратеры, связанные с процессами глубоководного потока флюидов.

Формирование разнообразных форм рельефа, включая террасы и откосы желоба, отражает комплексное воздействие ряда факторов. К ним относятся тектонические, осадочные, геодинамические, биохимические процессы и гидродинамические явления. На островном склоне желоба отмечено присутствие олигоцен-раннемиоценовых отложений [18]. В результате, геоморфологический характер морского дна как в южной, так и в северной части желоба зависит от местных и региональных факторов. Формы Большой Курильской цепи являются естественным барьером, отделяющим бассейн Охотского моря от Тихого океана цепью островов, прилегающий ККЖ и разделенный на 2 части проливом Буссоль. Боковые откосы ККЖ образуются совокупным воздействием геологических, сейсмических и осадочных факторов на субдуцирующую тектоническую границы плиты.

2.2 Алеутский желоб

Алеутский желоб (АЖ) расположен в северной части Тихого океана (Рис. 6) вдоль побережья и Алеутского моря и Алеутских о-вов в зоне субдукции тектонических плит [77]. В геологическом отношении дуга Алеутских островов классифицируется как аккрецирующая окраина, при этом большая часть дуги имеет хорошо развитую фронтальную призму, сформировавшуюся в плио-плейстоцене. Центральный Алеутский вулканический фронт мигрировал к северу 30-60 км с момента завершения формирования дугового массива в позднем эоцене. АЖ имеет слабую связь между поверхностной тектонической плитой и погружающимися плитами. Региональная сейсмичность Алеутского моря вызывает цунами, которые затрагивают удаленные регионы [322], из которых зафиксированное в 1946 году было, безусловно, самым сильным. Дальнейшие исследования эффектов сейсмичности, очагов землетрясений и их распределения в районе Алеутских островов рассмотрены в различных работах [176]. Тектонически, Алеутско-Командорская цепь продолжается на п-ове Камчатка.

Структурная эволюция области тройного сочленения Камчатки и Алеута в мезозое и третичном периоде была подверглась воздействию Кроноцкой зоны субдукции и столкновения Кроноцкой дуги с Северо-Восточной окраиной Евразии [96]. Алеутская тектоника глубоко связана с Курило-Камчаткой, поскольку Алеутский трансформный разлом отделил блок Кроноцкого террейна от Тихоокеанской плиты [181]. Существующие исследования [198]

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

рассматривают подробно переход структуры земной коры из океанической в континентальную дугу в районе Алеутских островов. Геологический состав андезитового субстрата в АЖ образуется как расплав из субдуцированной коры Тихого океана [227]. Подробнее особенности геологического и биологического ареала Алеутских островов отражены в соответствующих исследованиях. Интересный пример существующей картографической работы в виде контурной батиметрической карты 1945 года можно найти в [313].

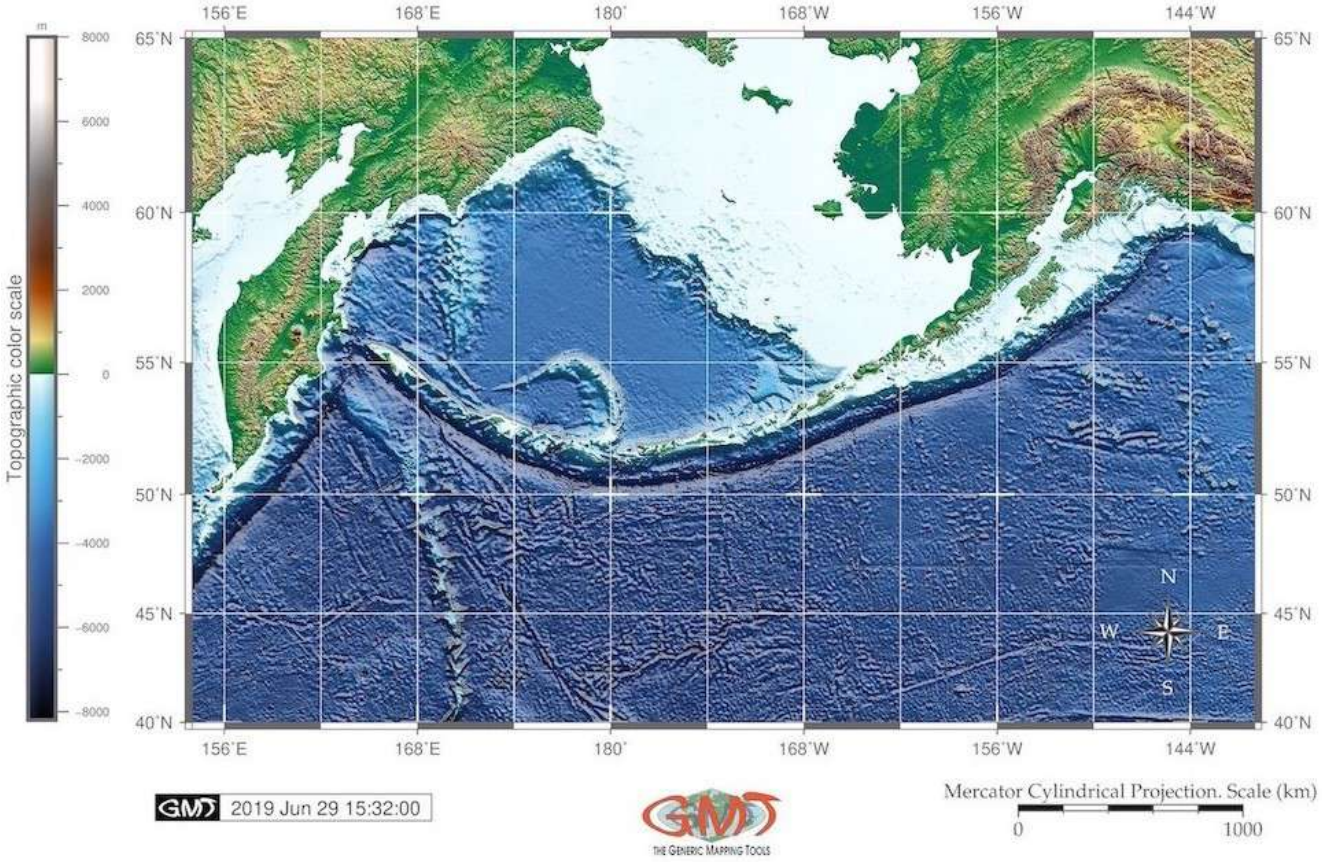


Рис. 6.

Процессы глубоководной терригенной седиментации формируются переносом эрозионных материалов от прилегающего участка суши. Основные процессы включают транспортировку, осаждение и повторное осаждение седиментационных материалов. Происхождение глубоководных отложений АЖ разнообразно: терригенный материал попадает в океаны через таяние айсбергов и ледниковые отложения, вынос устьев рек, постепенно перенесенный на морское дно, а также материал, перемещенный эоловыми процессами. Обычно отложения, переносимые реками, отлагаются в пределах сублиторали шельфа, и редко достигают в более глубокие участки континентального склона и тем более абиссальных бассейнов. Однако отложения, отложенные на шельфе, могут переместиться и в более глубокие

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

части океана, включая желоба, из-за дальнейшего их движения от края шельфа вглубь, а также лавинной седиментации, т.е. гравитационных потоков. Глубинные течения проходят через АЖ, оказывая воздействие на циркуляцию придонных вод, протекающих через желоб.

Толщина отложений АЖ составляет менее 10 м, они сложены мягкой слоистой глиной фрагментированной песчаным пеплом. Эти глинистые отложения покрывают очень пологую террасу шириной 500 м [159]. Токи мутных отложений, вызывающие накопления турбидитов, образуются на внешнем шельфе и верхнем континентальном склоне, и попадают в осевую часть желоба с осадками, транспортированными через подводные каньоны. Скорость таких отложений на дне желобов во многом зависит от объемов поступающих наносов от 300 до 3000 мм/тыс лет [210]. В результате такого осаждения более одного километра отложений накопилось в южной части АЖ за последние несколько сот тысяч лет.

2.3 Центральноамериканский желоб

Центральноамериканский желоб (ЦЖ) расположен вдоль восточной окраины Тихого океана (Рис. 7). Тестируемый участок сосредоточен на Гватемальском желобе, южной части ЦЖ, расположенной на плите Кокос между хребтом Техуантепек, протяженностью до Кокосового хребта, отрезок между координатами 96°з.д.-82°з.д., 7 °с.ш.-17°с.ш. (Рис. 7), у побережья Средней Америки расположен в месте субдукции Кокосовой плиты, молодой тектонической плиты, под Тихим океаном у побережья центральной Америки.

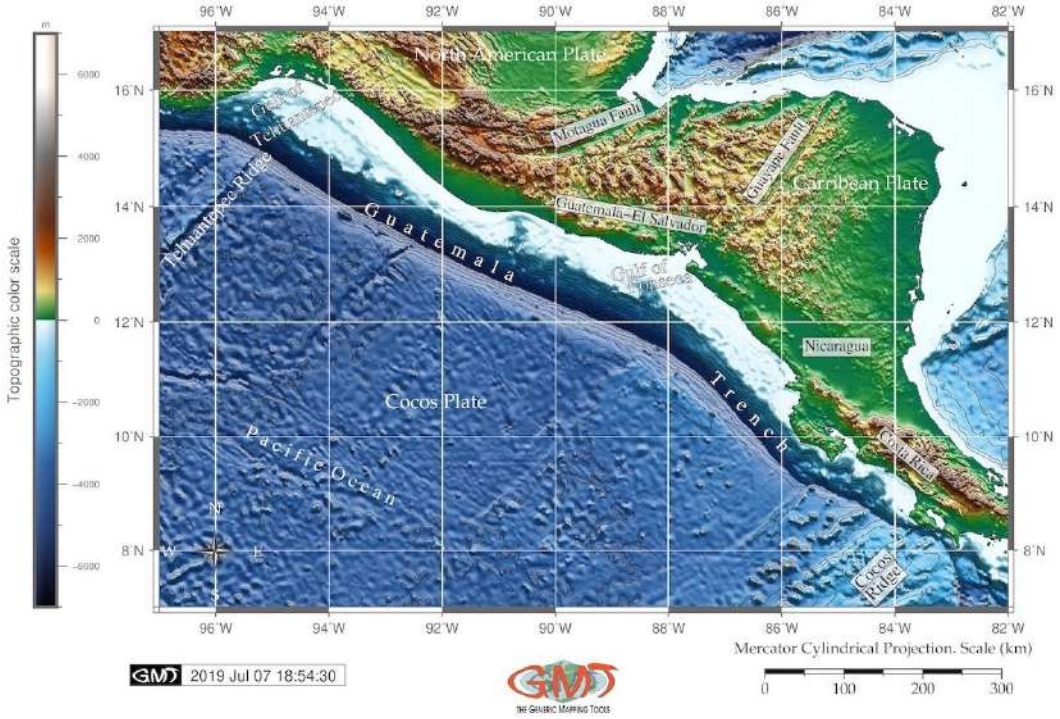


Рис. 7.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Плита Кокос была создана в результате разрыва плиты Фараллон на две части, которые положили начало двум тектоническим плитам: Наска и Кокос. В свою очередь, плита Кокос ограничена северной границей Американской плита на северо-востоке, Карибской плитой на юге, Тихоокеанской плита на западе и Наска на юге. ЦЖ уникален среди других тихоокеанских желобов, поскольку имеет сложный характер и различается морфологически в разных частях.

Неотектоника ЦЖ состоит из двух отдельных частей с различными морфологическими характеристиками плиты и геологии в его северной и южной частях. Разделение между обеими частями происходит по хребту Теуантепек, линейному подводному хребту, расположенному у западного побережья Мексики в Тихом океане. Хребет является остатком старой зоны разломов и сформировался как зона трансформного разлома вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия, в результате изменения движения Тихоокеанской плиты.

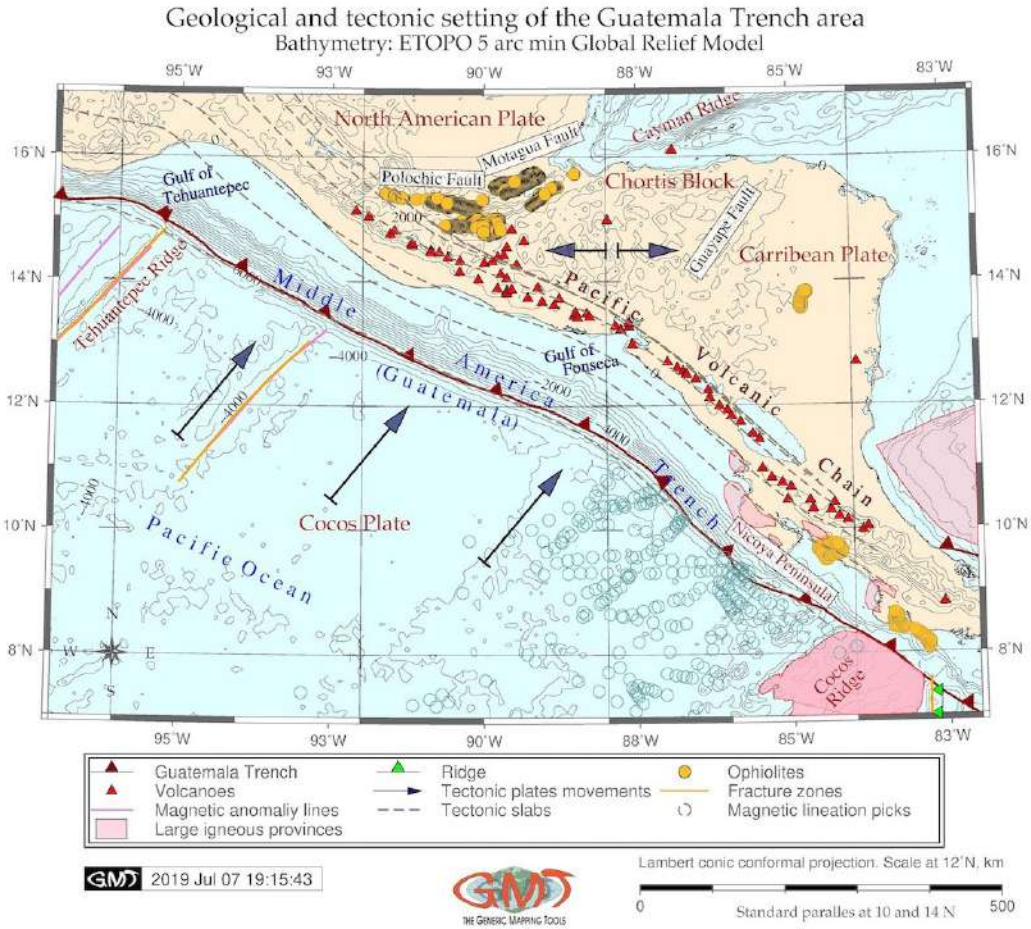


Рис. 8.

Северную часть ЦЖ, расположенную у побережья Мексики, иногда называют желобом Акапулько. Этот малый желоб является частью Восточно-Тихоокеанского поднятия,

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

простирающегося от Халиско до хребта Теуантепек. Регион Акапулько был инициирован большим сдвигом, в результате которого платформа Гондурас сместилась на приблизительно 800 км, срезав мексиканскую морфологическую структуру. В северной части ЦЖ проходит вдоль континента Северной Америки вдоль Мексики до поперечной зоны Средней Америки.

ЦЖ граничит с континентом до Средней Америки (Рис. 8). Зона. В тектоническом отношении южная оконечность североамериканского континента является особым местом из-за изменения направления сжатия плит: в период от позднего мела до палеоцена, с севера на юг сжатие между Северной и Южной Америкой было преобладающим, поэтому система надвига Карибского бассейна была доминирующей [326]. Однако ситуация изменилась со времен плиоцена и доминанта направления движения сместилась с запада на восток [105]. В общем направлении ЦЖ простирается на северо-запад, отмечая границу Карибско-Кокосовой плиты в восточной части Тихого океана.

Южная часть ЦЖ, расположена у Средней Америки. Район исследования выбранный в данной работе, где оцифрованы разрезы поперечного сечения профилей, расположен в квадрате, окаймленном координатами: 94°W-87°W, 11,5°N-15°N. Южная часть ЦЖ образовалась в результате зоны субдукции, относящейся к францисканской зона субдукции в Северной Америке, где Панамский перешеек перекрыт огромным слоем третичных вулканических поверхностных отложений. Здесь ЦЖ возник из древней зоны субдукции и сложен мезозойскими океаническими отложениями и океанической коры [105]. Кокосовый хребет служит границей для начала простирания характерной широкой континентальной окраины ЦЖ. Верхнеюрские-меловые-третичные океанические отложения встречаются на склоне Гватемальской впадины, южной части ЦЖ, а также в комплексе Никоя на Коста Рика. Деформации конвергентной границы тектонических плит МАТ коррелируют с гравитационными и тектонические процессами, вызванными субдукцией.

Геохимия отложений ЦЖ представлена оливин-плагиоклазовыми фировыми базальтами, магматическими породами, плагиоклазами фировыми высокоглиноземистыми базальтами. Базальты 7-метрового слоя, перекрытые 150-метровыми осадочными слоями, обнаружены на участке Кокосовой плита ЦЖ. Петрографические особенности базальтов ЦЖ типичны для базальтов дна океана: субафировые, с преобладанием вкрапленников плагиоклаза над вкрапленниками оливина, сложенного многочисленными микролитами плагиоклаза, оливина, клинопироксена и редких микрокристаллов шпинели, а также частично расстеклованного коричневого стекла. Однако, несмотря на то, что одни базальты похожи на океанические

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

толеиты, другие имеют состав переходный к островодужным толеитовым базальтам. Как описано [167], это может указывать на наличие магматизма в зоне конвергенции океанической и континентальной или островодужной коры. Петрохимические условия базальтов ЦЖ отличаются составом, типичным для океанических толеитов и переходным к островодужным толеитам с развитой дифференциацией высокоглиноземистых разновидностей в обоих типах пород. Такой переходный тип базальтов отличаются от пород океанических и островодужных базальтов значениями содержания TiO_2 и отношение K_2O / K_2O / Na_2O.

Среди других глубоководных желобов химически близкие к ЦЖ толеитовые базальты обнаружены на поперечных разрезах желобов Филиппинского и Яп. Молодой возраст некоторых базальтов океанских склонов ЦЖ также может указывать на признаки местного магматизма, вызванного зоной конвергенции океанической и континентальной коры, расположенной в близости от желоба. Этим объясняется извержение переходных базальтов как океанических и островодужных толеитов в ЦЖ. Вторичные минералы базальтов ЦЖ на изученных профилях включают хлорит, тальк, кальцит, филлипсит, слюду и смешанный хлорит-монтмориллонит заполняющий жилы в базальтах желоба [241]. ЦЖ проходит параллельно древним структурам, что можно объяснить процессами палеосубдукции. Напротив, желоб Акапулько, который является северной частью ЦЖ, пересекает геологические сооружения южной Мексики. Также заметны различия в южной и северной частях ЦЖ со стороны суши и океана.

Таким образом, влияние хребтов Теуантепек и Кокос различно на со стороны океана, но очень слабые с континентальной стороны ЦЖ. Со стороны океана оба хребта ограничивают ЦЖ континентальным шельфом Средней Америки, но на континентальной стороне хребта Теуантепек есть лишь небольшое смещение геологических структур, тогда как на Кокосовом хребет в целом наблюдаются поднятия [105]. Система крупных активных трансформных разломов «система Мотагуа-Полочик» состоит из разлома Мотагуа и разлома Полочик. Разлом Мотагуа проходит через Среднюю Америку, продолжаясь в прибрежных водах, пока не сливается с ЦЖ вблизи Акапулько, являющегося частью тектонической границы между Североамериканскими и Карибскими плитами. Разлом Полочик расположен на севере и параллельно продолжает разлом Мотагуа, продолжая направление движение между Североамериканской и Карибской плитами.

Разлом Мотагуа вызвал несколько крупных землетрясений, включая землетрясение в Средней Америке 1976 г. мощностью 7,5 МВт. В геологическом строении ЦЖ следует отметить

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

палеозойские кристаллические породы фундамента, мезозойские интрузивные магматические породы и осадочные породы, охватывающий меловой период до плейстоцена. Субдукция Кокосовой плиты в палеогене вызвала извержение вулканов, которое привело к активному таянию и образованию магмы в районе ЦЖ. Вулканическая активность в основном отмечена вдоль Тихоокеанской вулканической цепи, которая проходит параллельно ЦЖ.

Северная часть района ЦЖ отмечена расположением блока Хортис, группы пород, возникшей как континентальная кора в Никарагуа. Структура полуострова Никоя (юго-восток на карте 2.3.3) в основном образована вулканогенно-осадочной серией, определяемой ассоциациями радиолярий верхнеюрского и мелового периода. Распределение офиолитов и других геологических особенностей представлено на карте 2.3.3. Карта-схема геологической обстановки района ЦЖ отражена на карте 2.3.3, составленной на основе доступных данных из Геологической службы США (USGS): батиметрия, тектоническое направление движения плит, расположение вулканов, офиолитов, хребтов и тектонических плит в районе ЦЖ.

Морской биологический анализ проб, взятых из МАТ, показывает присутствие известкового бентоса, планктонных фораминифер и известкового нанопланктона, извлеченного в кернах отложений вдоль оси желоба, что демонстрирует относительно высокое биоразнообразие. Их присутствие на большой глубине указывает на быстрый перенос и отложение наносов. Обилие биогенного кремнезема в разрезе отложений указывает на то, что континентальный склон ЦЖ имел высокую биопродуктивность. Конгломераты желоба указывают на быстрое осадконакопление на откосе желоба [156]. В образцах ЦЖ выявлены области, состоящие из хемипелагических илов, содержащие значительное количество биогенных компонентов: образцы состоят из диатомовых водорослей, радиолярий, спикул губок, известкового нанопланктона и фораминифер нижнего и среднего слоев бентоса.

Отбор проб экспедиции «Гломар Челленджер» показал, что выбранные точки на ЦЖ преимущественно состоят из темно-оливково-серых биогенных илов. Терригенная составляющая отложений преобладает и состоит из глинистых минералов и небольшого количества вулканического стекла. Биогенный вклад вторичен и состоит из ок. 50% диатомей, наннофоссилий и биогенного мусора (фораминифер и спикулы губок).

Краткая история седиментации в районе ЦЖ резюмирована в [242]: седиментация на континентальном склоне был обеспечена богатым смектитом и плагиоклазом терригенными земельными источниками в течение позднего мела. В среднем миоцене в районе ЦЖ существовал вулканический источник, что подтверждается вулканическими исследованиями

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

стекла, за которыми следуют устойчивые вулканогенные компоненты. Основные типы отложений ЦЖ включают турбидиты, хемипелагические отложения, меловые, базальтовые и склоновые отложения [318]. Процессы седиментации на ЦЖ начались в раннем миоцене с повышенным накоплением металлоносных фораминифер наннофоссилий ила над базальтовым фундаментом. Базальный мел, источник Fe и Mn, представляет собой типичный срединно-океанический металлоносный тип осадка, расположенный недалеко от центра распространения ЦЖ. Время осаждения разрыва в ЦЖ в среднем миоцене - раннем плиоцене относится к пелагическим глинам, содержащим радиолярии и слабой аккумуляции терригенных наносов в этот период, что, в свою очередь, может указывать на удаленность участка из наземных масс. Кокосовая плита отошла от своего центра распространения в сторону субдукции ЦЖ в этот период.

В плейстоцене хемипелагическая седиментация сменилась отложениями турбидитов. который достиг нынешнего местоположения на морском дне желоба. Ареалы, расположенные на стыке склона Центральной Америки и подножия ЦЖ содержат биогенный мусор, включая фрагменты древесины. Последовательность четвертичных турбидитов, заполняющие желоб, либо нарушены разломами, либо отложены на уступе разлома в нижнем миоцене мела на обнаруженных участках ЦЖ [158; 338]. Литологические вариации и разные состояния уплотнения на ЦЖ показывают, что отложения континентальный склон имеет такое же уплотнение, как и отложения в желобе, но их кривая уплотнения является промежуточным звеном между пелагическими глинами и диатомовыми илами. Отложения в ЦЖ имеют уровень промежуточного уплотнения между пелагическими глинами и терригенными отложениями, который вызван смесью пелагических отложения с турбидитами терригенного происхождения. Еще одна особенность ЦЖ состоит в том, что частично консолидированные нижнемиоценовые и четвертичные хемипелагические илы, содержащие вертикально-субвертикальные жилы, <2 мм толщиной от одного до нескольких миллиметров. Помимо ЦЖ, такие морфологически аналогичные сооружения также получены на внутреннем склоне Японского желоба.

Океанская кора Кокосовой плиты, погружающаяся под уклон ЦЖ, имеет линейный горст и грабеновый рельеф сотен метрового рельефа. Эта пассивная ассимиляция океанического материала происходит без вариаций форм рельефа. Субдукция горста и грабена в зоне ЦЖ в основном пассивная и только локально активна. Район среднего склона имеет изрезанный рельеф, покрытый толстыми отложениями склонов, а нижний спуск плавный, за исключением локальных ступенчатых форм рельефа. Области верхнего и среднего склона

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

коррелируют с сильными магнитными аномалиями. Неровная топография среднего склона может отражать эрозию после палеоценового подъема и локальное проседание в раннем миоцене. Наклонные отложения покрывали континентальный склон ЦЖ, коррелируют с усилением дугового вулканизма и свидетельствуют о накоплении слоев пепла. Мощная толща терригенных отложений была обнаружен в сторону моря от ЦЖ. Более подробное понимание истоков геоморфологии ЦЖ и факторов, влияющих на формирование его форм рельефа, были изучены в соответствующих работах [97; 339].

2.4 Перу-Чилийский желоб

Перу-Чилийский желоб (ПЧЖ), альтернативно называющийся Атакама, является самым протяженным желобом Тихого океана. Он простирается на 5900 км от Эквадора до Чили в рамках координат 6°00′N, 81°50′W до 39°00′S, 75°00′W [180], карта 2.4.1. Общая длина желоба занимает площадь ок. 590 000 км^2 [101]. ПЧЖ является узким по сравнению с другими желобами Тихого океана (64 км). С максимальной глубиной 8065 м, он является самой глубокой впадиной южной части Тихого океана. ПЧЖ образуется в результате субдукции плит Наска и Антарктической под Южно-Американскую [222; 89]. В соответствии с названием и местонахождением ПЧЖ можно логично разделить на две части: перуанскую и чилийскую. Чилийская часть длиннее перуанской, протяженностью в северном направлении на 4300 км, от -18°ю.ш. до -56°ю.ш (Рис. 9).

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

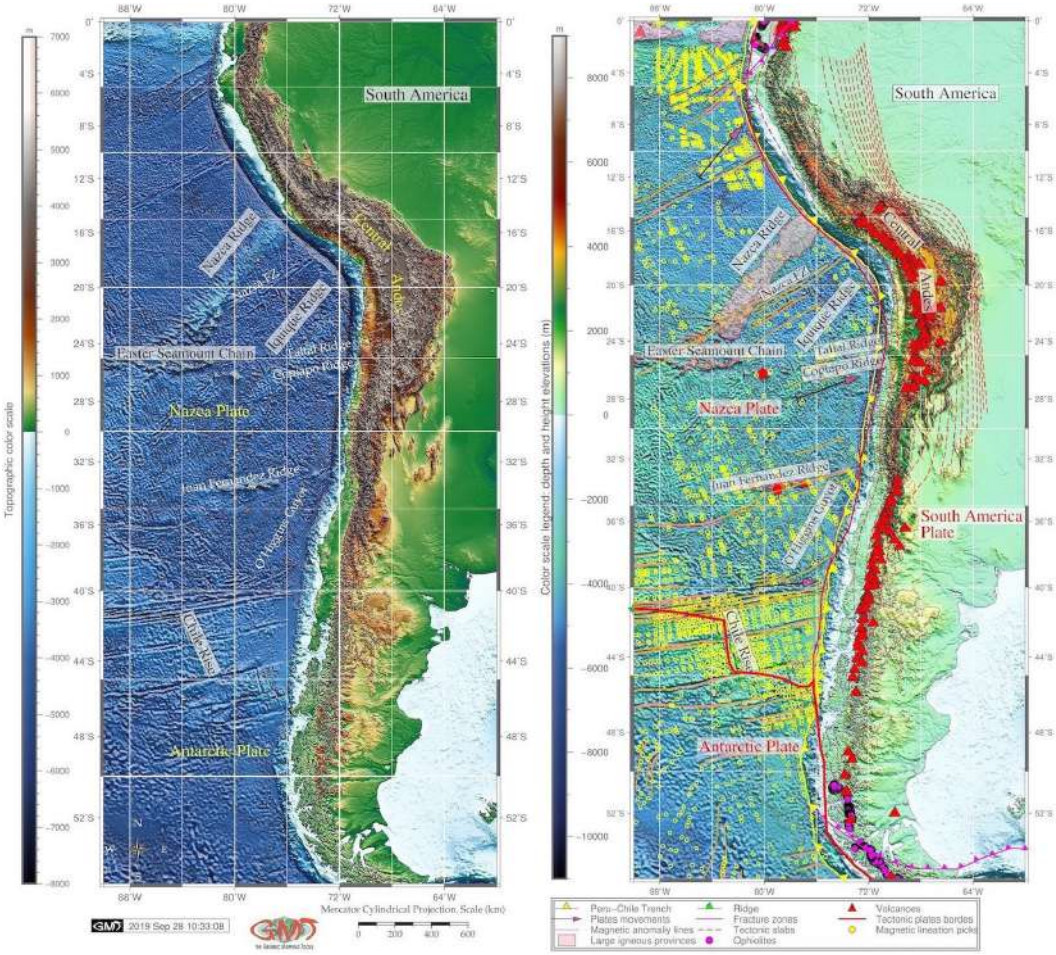


Рис. 9.

В связи с особенностями геологических, геотектонических, геоморфологических и климатических характеристик, регион ПЧЖ подвергается воздействию большого количества опасных процессов, таких как землетрясения, местные цунами, генерируемые между ПЧЖ и чилийским побережьем, вулканизм и другие геологические явления, характерные для конкретных континентов, например, наводнения и оползни, обсуждается ниже. Интенсивность вулканизма в районе ПЧЖ можно проиллюстрировать недавно зарегистрированным цунамигенным гигантским землетрясением: Вальдивия, крупнейшее зарегистрированное в истории (Mw = 9,5), 1960 г. и Мауле (Mw = 8,8), 2010 г. [152].

Батиметрия ПЧЖ может быть охарактеризована следующим образом. На континентальной окраине Южного Чили между 36° и 39° ю.ш шельф имеет ширину 20-30 км с градиентом материкового склона имеющим наклон 2,5°-4,0° с частыми неровностями: плато, склоны котловин и откосы до 10°. Южно-чилийский склон рассечен четырьмя большими и несколькими второстепенными извилистыми подводными каньонами (Биобио, Империал, Толтен и Калле-Калле), связанными с крупными реками, протекающими с континента. Каньон

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Биобио заканчивается свою форму на подводном склоне желоба. Слегка извилистый осевой канал наблюдается в Чилийском желобе шириной 7-10 км и глубиной ок. 150 м. Он берет свое начало в каньоне Чакао на 41° ю.ш. и связан с выходами крупнейшей системы подводных каньонов континентальной окраины (Калле-Калле, Толтен, Биобио и Сан-Антонио Каньоны).

Плита Наска образует границу с океаном окаймляя ПЧЖ, на глубинах ок. 100-400 м выше по сравнению с желобом и показывает параллельные геологические очертания. На плите Наска есть цепи подводных гор высотой 2 км, выровненные почти параллельно сложной субдукции зон разломов Вальдивия и Мокко [152], карта 2.4.2. Подробнее о сложности процессов в зонах разломов океана, затронутых высокой степенью гидратации коры и верхней мантия обсуждается. Геофизическая обстановка области исследования в районе Перу-Чили показаны на карте 2.4.4.

ПЧЖ образуется путем субдукции олигоценовой океанической коры плиты Наска и Антарктической тектонической плиты под Южно-Американскую плиту при ПЧЖ. Скорость движений Плита Наска составляет 6,76,9 см/год под углом ок. 80°. Тектоническая обстановка желоба сложна, образована совокупностью процессов субдукции тектонических плит, наносов отложений и последствий этих процессов на ПЧЖ, что отражается в его геофизической обстановке (Рис. 10). Блок коры Мокко, расположенный в районе ПЧЖ, на соединении Мокко и зоны Вальдивии, лежит на плите Наска между ок. 37,5° и 40°ю. ш. и разделяет два сегмента: сегмент Мауле на севере и сегмент Чилое на юге [154].

Субдукционные процессы в историческом контексте эволюция плит Наска и Антарктической, а также их формирование по западной окраине Южной Америки подробно описано в имеющихся источниках [134; 326; 330; 335; 134]. Центральные Анды являются типичным примером конвергентной континентальной окраины, где передняя дуга, как важный тектонический элемент, напрямую отражает взаимодействие между субдуцирующей и перекрывающей плитами. Динамическое взаимодействие между активным хребтом Чили и окраиной континента определяют Тройной сочленение Таитао (46°-47°ю.ш.). К северу от тройного сочленения плита Наска подвергается субдукции под Южноамериканскую плиту.

В северо-восточном направлении со скоростью плита погружается со скоростью 8,4 см/год, а на юге Антарктическая плита погружается в восточном направлении со скоростью 2,4 см/год [140]. Прилегающая плита Наска ПЧЖ находится на восточной границе Восточно-Тихоокеанского поднятия, которое является самым быстрорастущим океанский хребтом на Земле. Плита Наска окаймлена двумя микроплитами: Пасха и Хуан Фернандес. В свою очередь,

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

к ним относятся три основные цепи подводных гор: подводная г. Чейн возле о. Пасха, хр. Наска и хр. Карнеги [119]. Сильнейшее землетрясение 1960 года произошло в связи с субдукцией зоны разлома Мокко, что вызвало концентрацию напряжений и разрыв плита Наска [147].

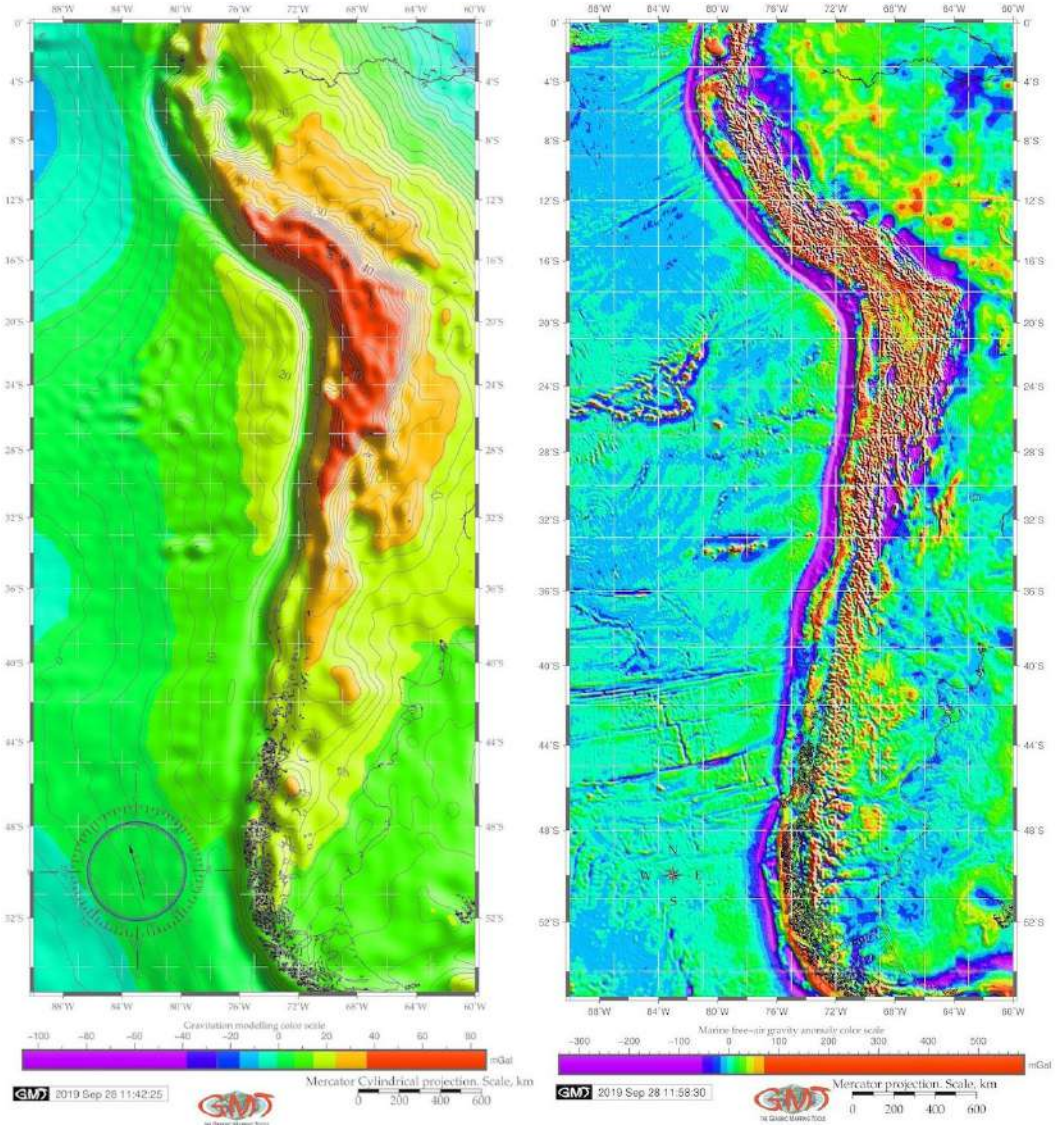


Рис. 10.

Основные геоморфологические структурные единицы Чили с запада на восток - Прибрежные Кордильеры, Центральная долина, и Андские Кордильеры. Особенности подводной геоморфологии района ПЧЖ включают в себя подводные хребты: Хуан Фернандеса, Копьяпо, Талтальский, Наска и Икике. Хребет Икике состоит из нескольких подводных гор высотой 61,5 км, окруженные широкой мелководной областью дна, включающей холмы-поднятия до 250 км шириной в некоторых местах и свыше 500 м высотой. Подводный хребет Талтал пересекает ПЧЖ на 25°ю. ш. от берега [153].

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Другие морфологические особенности включают в себя гайот О’Хиггинс и Восточную цепь подводных гор. Перегиб ПЧЖ на две части (Перу и Чили, соответственно) проходит по изгибу Арика. Геоморфология погруженной плиты в области ПЧЖ меняется с плоской на крутую параллельно простиранию вдоль Анд. Регион, где хребет Хуана Фернандеса погружается под континентальную окраину (27°-33° ю.ш.) коррелирует с зоной субдукции плит [59]. С другой стороны, в северном и южном направлении от этой области, отмечена зона Вадати-Бениофф, т.е. зона сейсмичности, соответствующей субдуцирующей тектонической плите.

Зона субдукции плит расположена севернее тройного перекрестка Таитао, или Chile Tripe Junction [79], где геоморфологические особенности чилийских Анд характеризуются поперечными речными долинами, разделяющими Прибрежные Кордильеры из Андских Кордильер (27°-33°ю.ш.). Южнее 33° ю.ш., геологические и геоморфологические особенности в регионе ПЧЖ изменяются [260], что может быть вызвано изменением зоны субдукции. Сообщают о существовании более 60 отдельных крупномасштабных оползней, расположенных в сверх-засушливой пустыни Атакама в прибрежных Кордильерах, на севере Чили рядом с ПЧЖ. Система гигантских оползней, образованная сочетанием горных пород лавин и тектонических особенностей, находится вдоль береговой линии на расстоянии ок. 650 км и способствует накоплению осадков в ПЧЖ. Другие источники отложений осадконакопления могут включать землетрясения. Так, например, толщина отложений в зоне ПЧЖ в области землетрясения 1960 г. колебалась от ок. 300 до 700 м, при значительно увеличенной глубине осадконакопление.

Более 50% глубоководных желобов в мире классифицируется как безосадочные или частично заполненные осадками [187]. Северная часть ПЧЖ, то есть его перуанский сегмент, классифицируется как "желоб без осадков", в то время как южная часть (чилийский сегмент) частично заполнен осадками. В процессе отложения наносов в желоб, нисходящий прогиб желоба играет решающую роль в определении его вмещающей способности по осадконакоплению (количество осадков). Слабая и горячая океанические плиты демонстрируют больший угол наклона на желобе из-за осадконакопления наносов по сравнению со старыми океаническими плитами [151]. Таким образом, слабые океанические плиты предполагают большее пространство для осадконакопления.

С экологической точки зрения Перу-Чили считается эвтрофическим, т.е. обладающим высокой биопродуктивностью и состава органического вещества на морском дне желоба [244].

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Иллюстрирует уникальность биоразнообразия внутри система ПЧЖ: высокие концентрации богатых питательными веществами органических веществ также на глубине -7800 м, высокая плотность нематод (> 6000 экз. 10 см^2). Геоморфология желоба имеет решающее значение для анализа его глубоководной биологии. Географическое положение и геоморфологическая конструкция желоба влияет на ее биомассу. Так. желоба, расположенные ближе к континентам, получают больше органических веществ от соседних склонов, что создает больше запасов питательных веществ, поступающих с континентального склона с крутыми углами и меньше для склонов с небольшими уклонами.

Доступность питательных веществ во многом зависит от потока отложений богатыми органическими веществами. Скорость геологического отложения CO^2 меняется на морском дне, с увеличением глубин в Тихоокеанском бассейне. Можно выделить два разных типа осадконакопления морского дна, где имеет место залегание углерода: поверхности, расположенные на окраинах континентов при континентальных склонах и глубоководные области. Смесь геохимических компонентов, расположенных на разных глубинах склона и желоба, подразумевают, что отложения, переходящие от верхнего к нижнему склону, в результате формируют один слой. Примеры геохимически сложной циркуляции, системы осаждения осадков и транспорта наносов включают ряд работ [255; 328; 299].

Для ПЧЖ большее наклон плиты отмечается вдоль сегмента Чилое, по сравнению с отрезком Мауле [150]. Следовательно, в зависимости от условий седиментации ПЧЖ разделяют на две основные провинции: безосадочная, простирающаяся на 8-32°ю.ш. и осадочная, простирающаяся на 33°-57°ю.ш. [194]. О. Исла-де-Чилоэ имеет в значительной степени осажденный сегмент ПЧЖ, что вызвано распространением турбидитовых отложений в сторону моря, которые достигают 250 км от оси желоба [150]. Район рядом с тройным сочленением Таитао почти лишен отложений и имеет быстрое сужение в преддуговой области [117].

2.5 Желоб Кермадек

Желоб Кермадек (ЖК) расположен в юго-западной части Тихого океана, к востоку от Австралии. Он находится 120 км от Новой Зеландии и образует ось, продолжающуюся ок. 26°-36° ю. ш. Это 5-й по глубине желоб в мире с максимальной глубиной 10.177 м и общей протяженностью 1500 км [216], Рис. 11. Южным продолжением ЖК является желоб Хикуранги, расположенный к востоку от Северного острова Новая Зеландия, между южной оконечностью пролива Кука и возвышением Чатем [220]. Конвергенция при максимальной скорости ок. 249 мм/год вдоль системы островной дуги Тонга-Кермадек делает этот регион одним из самых

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

сейсмически активных зон субдукции в мире [123]. Подробное описание экологических, геологических и тектонических условий ЖК представлено [99; 345]. Большинство исследований ЖК сосредоточено на сообществах биоты глубоководных экосистем [252; 253] или тектонические плит в Тихом океане [173].

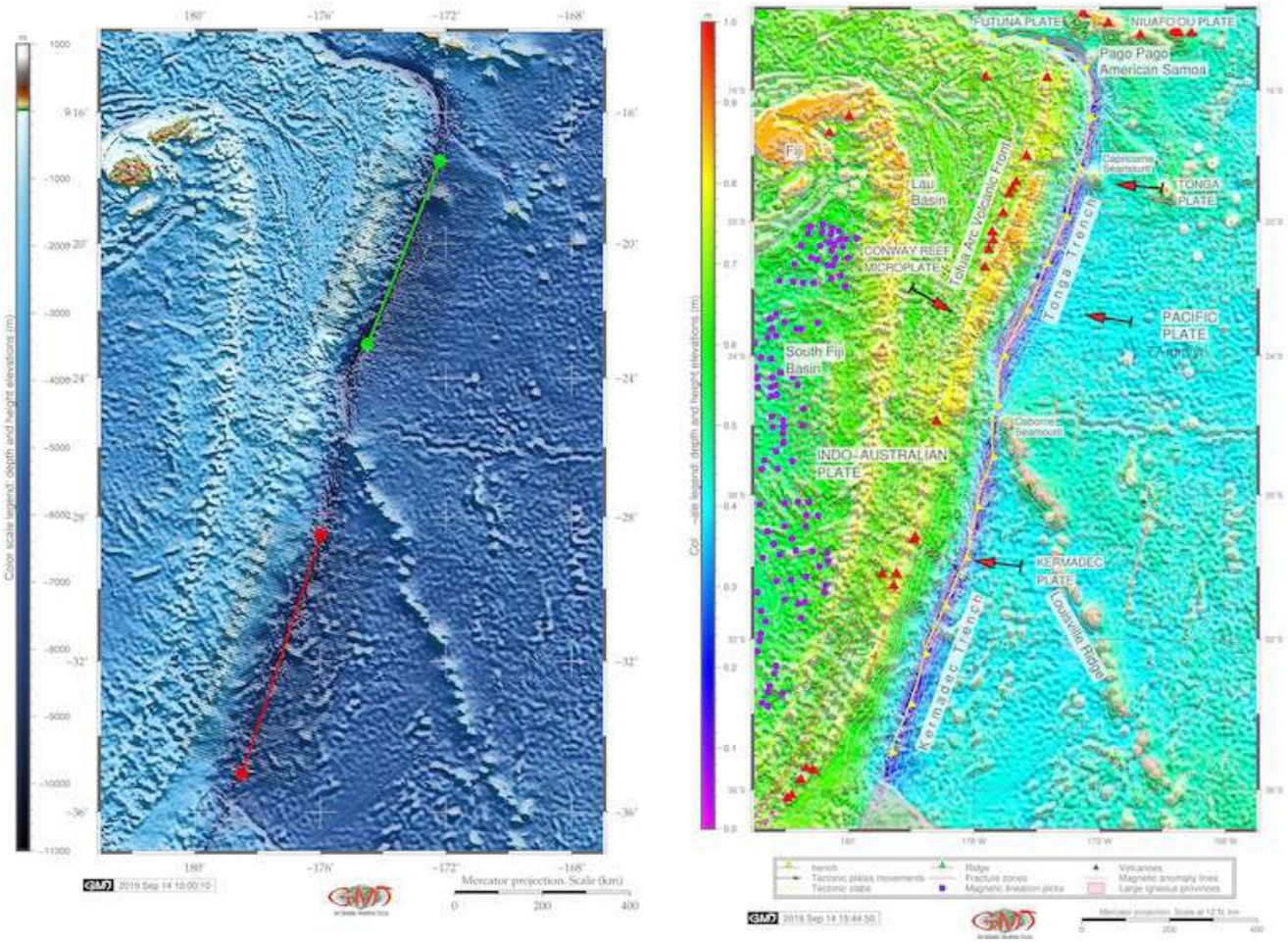


Рис. 11.

Пример морфологической неоднородности, на которую влияет географическая изоляция ЖК, дает тематическое исследование Новых Гебрид и ЖК, на юго-западе Тихого океана. Возраст базальтов тектонической системы Кермадек рассмотрен в существующих работах [69]. Существует определенное влияние геологического возраста ЖК и географического расположения, характера донных течений и батиметрии на закономерности биогенетической структуры, что объясняется географической изоляцией эндемизмом морских видов в ЖК.

2.6 Желоб Тонга

Желоб Тонга (ЖТ) расположен в юго-западной части Тихого океана, к востоку от Австралии, к северу от ЖК [66]. Краткое географическое описание можно охарактеризовать

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

следующими особенностями. Близость ЖТ к Антарктике естественным образом воздействует на его океанологическую циркуляцию вод, что делает его одним из самых холодных желобов в мире. ЖТ простирается параллельно хребту Кермадек (южная часть хребта Тонга-Кермадек) с геоморфологией, обусловленной тектонической субдукцией Тихоокеанской плиты под Индо-Австралийскую плиту, простирающуюся от примерно 26°-36° ю.ш. у северо-восточной оконечности Северного острова Новой Зеландии [70; 251]. В условиях тектонической обстановки в районе ЖТ происходит ускоренная субдукция Тихоокеанской плиты. под Индо-Австралийскую вдоль желоба Тонга-Кермадек [138], Рис. 11, справа.

Как и ЖК, ЖТ относится к биогеохимической провинции Южно-Тихоокеанского субтропического круговорота (SPSG) и так же имеет высокий коэффициент первичной продуктивности 87 г $См^{-2}$/год. ЖТ примыкает к ЖК, продолжая его к северу осью, простирающейся от ок. 15°-26° ю. ш. Расположенный в непосредственной близости от ЖК, ЖТ отделяется от него у порога, расположенного на платформе Тонга, и у цепи подводных гор Луисвилл [110]. Имея максимальную глубину 10.882 м, ЖТ является вторым по глубине желобом в мире [125]. Оси обоих желобов отклонены примерно на 30° от географического меридиана. Благодаря сложному взаимодействию различных факторов (океанские течения, близость к Антарктиде), глубоководное дно Тихого океана, лежащее под желобами, является отличается переменной производительностью поверхности. Дальнейшие исследования ЖТ, экологии глубоководных сообществ окружающей среды можно найти в соответствующей литературе.

2.7 Желоб Вануату (Новые Гебриды)

Желоб Вануату (ЖВ) (альтернативное прежнее название: желоб Новых Гебридских островов) расположен в бассейне Фиджи, Восточная Австралия [54]. Район отличается сложной геофизической обстановкой, в результате которой образовались желоба, высокой сейсмичностью, геодинамической сложностью и сейсмической нестабильностью. Система разделяет задуговые впадины Новых Гебридских островов и активный краевой бассейн Северных Фиджи [67]. Дуга Вануату тянется ок. 1200 км на юго-западе Тихого океана, расположенный в районе с координатами 10°-23°ю.ш., 160°-180° в.д.. Узкий ЖВ граничит с вулканическим архипелагом Вануату (Новые Гебриды), который представляет собой подводную часть океанической островной дуги, которая простирается между 12° и 25° ю.ш., между Торресом и о. Хантера [219], 1000 км к северо-западу от КТ. Сообщается о

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

геоморфологии ЖВ иметь массы завалов, откосов осыпей и фрагментированных выходов на поверхность.

ЖВ - это более мелкий желоб с максимальной глубиной ок. 7156 г. Относительно других соседних желобов (ЖК, Марианский желоб), он более теплый и расположен в зоне промежуточной биопродуктивности. ЖВ был сформирован в ситуации сложной тектонической обстановки. В частности, он расположен на двойной сходящейся границе между Австралийской и Тихоокеанской тектонической плитами [113]. В тектоническом развитии ЖВ выделяются два стадии субдукции: 1) субдукция Тихоокеанской плиты под Индийско-Австралийскую плиту в западном направлении. направление; 2) субдукция Индо-Австралийской плиты под задуговую впадину Северных Фиджи на окраине Тихоокеанской плиты, направленная на северо-восток [30]. Следовательно, сходимость отмечена двумя противоположными зонами субдукции, определяемыми ЖВ на западе и ЖТ на востоке, что приводит к асимметричному вскрытию задугового бассейна Северных Фиджи.

2.8 Желоб Витязь

Желоб Витязь (ЖВз) расположен в бассейне Северных Фиджи [68], Восточная Австралия (Рис. 12). Он принадлежит Новым Гебридским островам и желобо-дуговая система, вызванной субдукцией Индо-Австралийской тектонической плиты и хребта Д'Энтрекасто [143]. Эта область примечательна двойной сходящейся комплексной зоной погружения, где Тихоокеанская плита погружается под Индо-Австралийскую плиту на запад, а Индо-Австралийская плита, в свою очередь - ниже бассейна задней дуги Северного Фиджи в направлении к северо-востоку.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

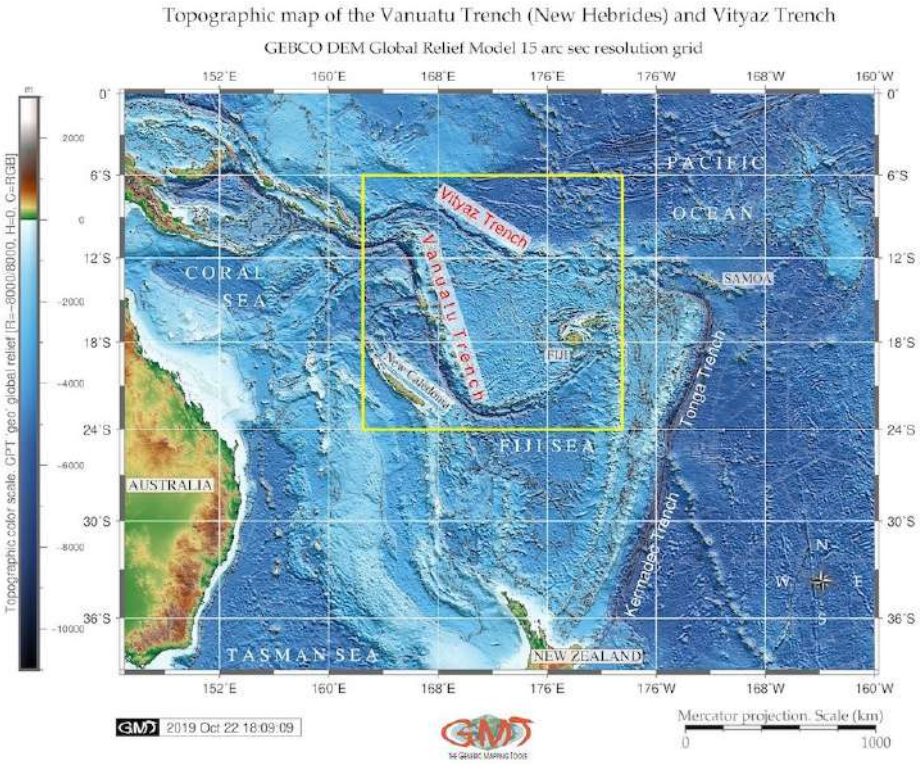


Рис. 12.

Предыдущие исследования батиметрии, магнетизма, сейсмичности и механизма фокальных сейсмических очагов в регионе между южной дугой Новых Гебридских островов и бассейна Северных Фиджи проливают свет на геодинамическую сложность и нестабильность данного региона. Действующий вулкан Ясур расположен на острове Танна дуги Вануату. Обсуждения геологической обстановки ЖВз существуют в литературе [132], где особое внимание уделяется геохимии, минералогии, магматизму, вулканологии, сейсмичности и тектонике региона. Островная дуга Новых Гебридских островов состоит из множества вулканов, которые часто образуют острова, расположенные в тектонически сложной системе «островная дуга-задуговый бассейн» [118].

Три плоских, в основном покрытых лесом, острова Маре, Лифу и Увеа могут служить иллюстрацией тектонической деформации на различном удалении от ЖВз. Острова Лоялти служат трещинами растяжения, возникающими из-за эластичной выпуклости Австралийской плиты перед ее погружением в ЖВ [129]. Архипелаг Новые Гебриды - это сложная реверсивно-дуговая система, разделенная на четыре основных вулканических провинции [137]:

- Западный пояс - потухшая вулканическая дуга раннего миоцена во фронтальной дуге;

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

- Краевая провинция, затопленная в раннем плейстоцене, проявлящая вулканическую активность;
- Восточный пояс, образованный в среднем миоцене, известково-щелочно-дуговый вулканизм;
- Центральная цепь - актуальная вулканическая линия, продолжающая вулканизм маргинальной провинции;

Аномальная морфология центральной дуги Новых Гебридских островов вызвана субдукцией асейсмического хребта DEntrecasteaux, который входит в центральную часть ЖВз. Кроме того, деформации распространены по многочисленным хребтам в задуговых бассейнах Лау и Северного Фиджи. Геометрия Лау, бассейна тыловой дуги Северных Фиджи и сегменты дуги Новых Гебридских островов находятся под значительным влиянием субдукции асейсмических хребтов Луисвилл, Д'Энтрекасто и Лоялти. Базальтовые скалы, расположенные на центральных и южных островах Новых Гебрид (Анейтьюм, Танна, Эрроманго, Эфате, Emae, Tongoa и Epi) имеют геохимические особенности, типичные для островодужных вулканитов. Базальты из Остров Футуна обладает характеристиками, типичными для известково-щелочных пород [174].

Преобразование двух тектонических плит на окраинах океана вызывает опускание или субдукцию океанических плит. Механизм разломов в погружающихся плитах желоба хорошо описан в существующей литературе. Земная кора, формирующаяся наверху этого нового слоя, образована либо новыми массами земной коры, вызванными дуговым вулканизмом, или из-за осадконакопления, возникающего в результате погружения нижней тектонической плиты [203]. Следовательно, окраины океана с высокой сейсмичностью, повторными землетрясениями и вулканизмом указывают на области столкновения и движения океанических плит и активного осадконакопления, где расположены желоба. Происходят такие и другие геодинамические процессы, связанные с глубинной субдукцией Тихоокеанской плиты и вызывающие явления растяжения, и вулканизм (Рис. 13). Изменения также обнаружены в геохимическом содержании пород слагающих морское дно в разных областях Жвз.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

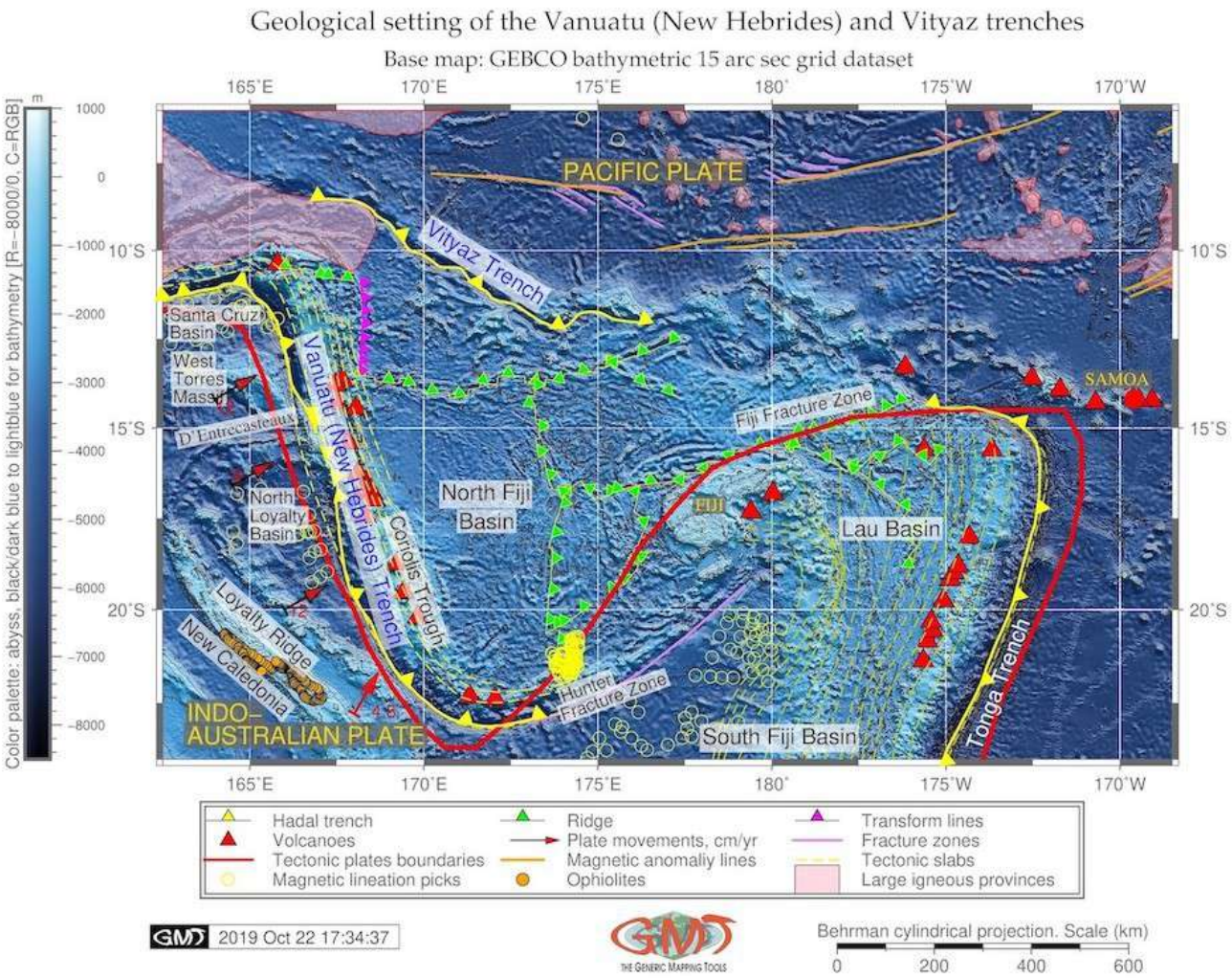


Рис. 13

Факторы, влияющие на субдукцию плит, включают гидротермальные факторы, плавучесть, реологию минералов мантии, стабильность водных минералов, частичное плавление, механизмы и скорости миграции расплавов, кинетику фазовых превращений, механизмы глубинных землетрясений, геохимическую переработку и процессы столкновения континентов в результате субдукции. Фундаментальная проблема касается глубины, на которую субдуцированная литосфера проникает в мантию, поскольку это связано с масштабом мантийной конвекции и эволюции Земли.

Наконец, активное осадконакопление приводит к накоплению количества наносов, которое способствует формированию актуальной формы ЖВз. В конечном счете, осадки океана способствуют формированию геологических объектов и минеральных ресурсов океана. Подводные землетрясения коррелируют с извержениями вулканов во время активного рифтинга. Более того, есть определенная корреляция между высокой мощностью субдукции и

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

землетрясением сегментов разрыва [153]. ЖВз является результатом сложных геодинамических процессов, которые непрерывно формируют поверхность дна желоба. В настоящее время на его дне видны следы многих непрерывных ступеней эволюции его морфологии.

Тектонические плиты действуют как гигантские радиаторы тепла, охлаждаясь, утолщаясь и постепенно оседая, и воздействуя на морфологию хребтов и желобов. Например, это объясняет появление двойной сейсмической зоны под Марианской островной дугой [324]. Таким образом, тектонические плиты образуют крупномасштабную структуру системы хребтов и глубоководных бассейнов океана. Деформация плит вместе со скоростью движения океанических желобов Тихого океана являются преобладающими факторами, наблюдаемыми в динамике морфологии дна океана.

2.9 Желоб Новобританский (Бугенвиль)

Желоб Новобританский, он же Бугенвильский желоб (БЖ), расположен к востоку от Папуа-Новой Гвинеи как северная граница Соломонова моря, Тихий океан (Рис. 14). Область является одной из наиболее активных зон субдукции в мире, расположенной на тройном стыке Тихоокеанской плиты, Индо-Австралийской плиты и плиты Соломонова моря. Бассейн Вудларк погружается под область дуги Соломоновых островов, образуя зону двусторонней субдукции [162]. Поскольку регион находится в сложной зоне конвергенции на границе тектонических плит, он зажат между сходящимся плато Онтонг Ява и Австралией. В геологическом отношении район относится к одним из самых перспективных по запасам интрузивных месторождений полезных ископаемых [199].

БЖ определяется изолинией 6000 м. Это узкий желоб шириной 50-75 км, простирающийся на северо-восток от восточной оконечности залива Хуон вдоль южного побережья Новой Британии. Его название происходит от с одноименного о. Новая Британия из островной дуги Новой Британии. Его западное расширение - это простирающаяся на север зона разлома Раму-Маркхэм и дуга Западного Бисмарка [95]. Северная часть характеризуется вдоль задугового бассейна моря Бисмарка, где происходит активный рифтогенез и спрединг морского дна. Задуговая впадина моря Бисмарка состоит из микроплит Южного и Северного Бисмарка, разделенных по разлому моря Бисмарка. Острова восточной части Папуа-Новой Гвинеи и Соломоновы о-ва образуют островодужные террейны, окружающие БЖ, образовавшиеся на границе между Австралией и Тихим океаном [109].

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

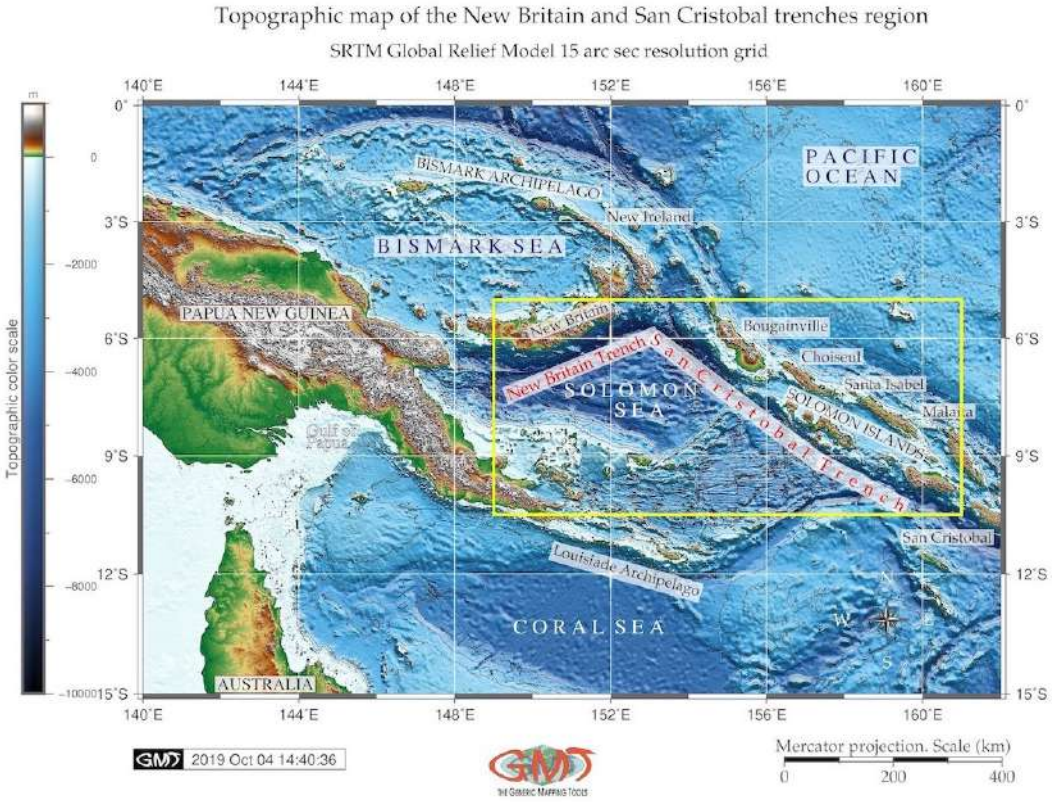


Рис. 14.

Субдукция вдоль БЖ имеет решающее значение для тектонического развития Папуа-Новой Гвинеи, что отличает его от других тихоокеанских желобов сейсмической структурой. Таким образом, это указывает на круто углубляющуюся (> 80°) структуру верхней мантии (630 км), в отличие от других тихоокеанских желобов, где угол погружения в основном между 45°-60°. Активная вулканическая дуга вдоль северного побережья острова Новая Британия коррелирует с кривой субдукции вдоль БЖ. Дальнейшее обсуждение тектоники БЖ и структура представлены в существующих работах [155].

2.10 Желоб Сан-Кристобаль

Желоб Сан-Кристобаля (ЖСК) тянется в юго-восточном направлении от пересечения с Новой Британией вдоль группы Соломоновых островов: Бугенвиль, Шуазель, Санта-Исабель, Малаита до о-вов Сан-Кристобаля, от которого он получил название. Бассейн Вудларк (Woodlark) примыкает к ЖСК на юго-запад и к югу от дуги Соломоновых о-вов. Это молодой (около 5 млн лет) океанический бассейн, который субдуцирует под НБЖ. Восточная часть плиты Соломона, граничащая с ЖСК, примыкает к Тихоокеанской плите. Как следствие, субдукция плит выражается в повторяемости сильных землетрясений вдоль плиты Соломона (Рис. 15).

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

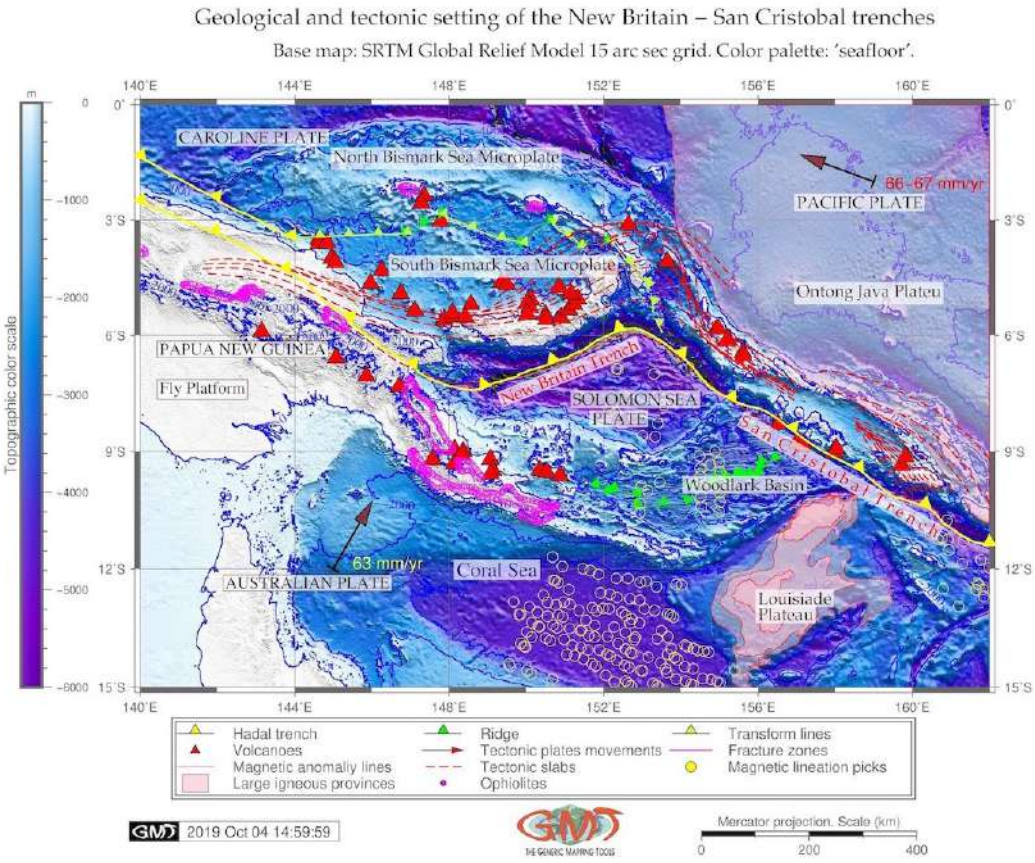


Рис. 15.

Окружающая среда желоба представляет собой сложную систему с сильно взаимосвязанными факторами, влияющими на его морфологическое строение, формирование и развитие желоба: тектонические плиты, батиметрия, географическое положение, геологическое строение кристаллического фундамента и толщина наносов. Более подробное объяснение структуры и этих факторов можно найти в существующей литературе [179; 200; 162; 221] с описанием батиметрии, геоморфологии, седиментации, подводных каньонов террасы ЖСК. Однако эти работы в основном ограничиваются западными части моря Соломона.

2.11 Филиппинский желоб

Филиппинский желоб (ФЖ), один из глубочайших в мире, расположен на оси столкновения плиты Филиппинского моря (ПФМ) и плита Сунда, западной части Тихого океана в Филиппинском море (Рис. 16). Рельеф дна Филиппинского моря имеет черты переходной зоны с крупными геоморфологическими формами. Строение котловины моря сложное, сравнимое с ложем Тихого океана по вариативности: здесь отмечены подводные горы, хребты большой протяженности, подводные вулканы, гайоты [3]. Морфология ФЖ отмечена сложным взаимодействием трех литосферных плит: Евразийской, Австралийской и ПФМ,

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

который включает столкновение, субдукцию и аккрецию [78]. Древняя, тяжелая и большая (103 300 000 км^2) Тихоокеанская плита играет главную роль по сравнению с Австралийской плитой (47 000 000 км^2) и ПФМ 5 500 000 км^2.

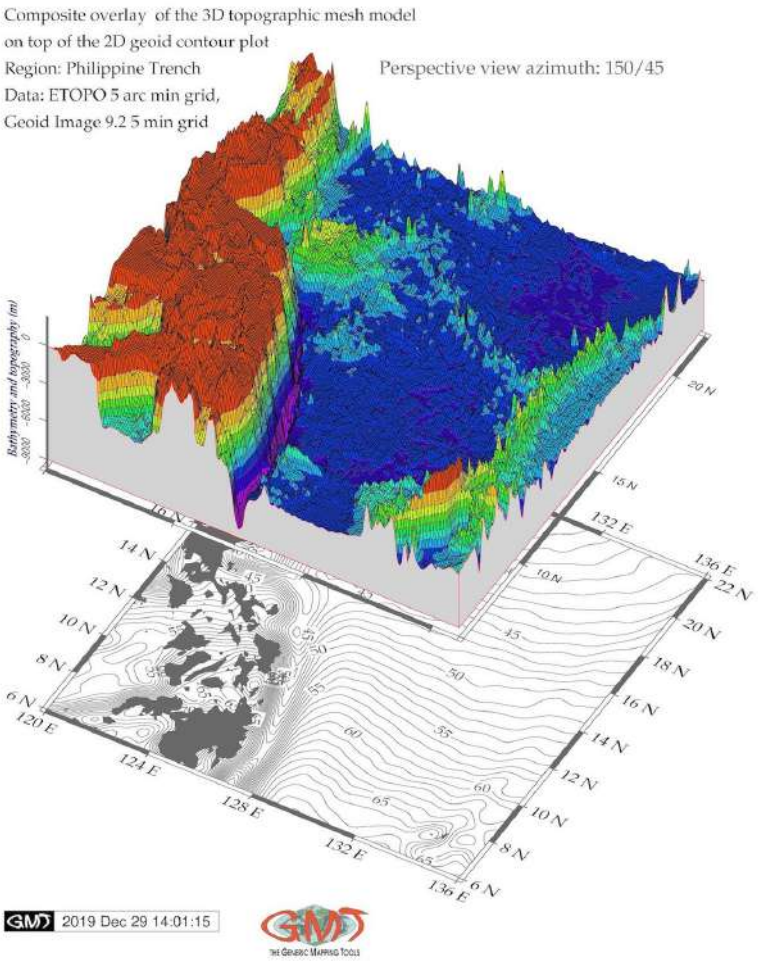


Рис. 16.

Морфология Тихоокеанской плиты имеет небольшой угол падения на малых глубинах. ПФМ представляет собой большой и тектонически сложный регион западной части Тихого океана, расположенный между Тихим океаном, Евразией и Австралией. ПФМ является самой большой в мире плитой краевого бассейна [335]. У ФЖ есть два задуговых бассейна, образованных в период от олигоцена до миоцена: бас. Паресе Вела и Сикоку [48] (Рис. 17). Динамика плиты является одной из важных движущих сил формирования желоба, влияющей на механизмы его миграции (отступление или продвижение). Поэтому важно охарактеризовать происхождение, морфологию и субдукцию плиты (slab) в глубокую мантию, определяющие особенности зон субдукции, которые являются одними из фундаментальных проблем развития Земли.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

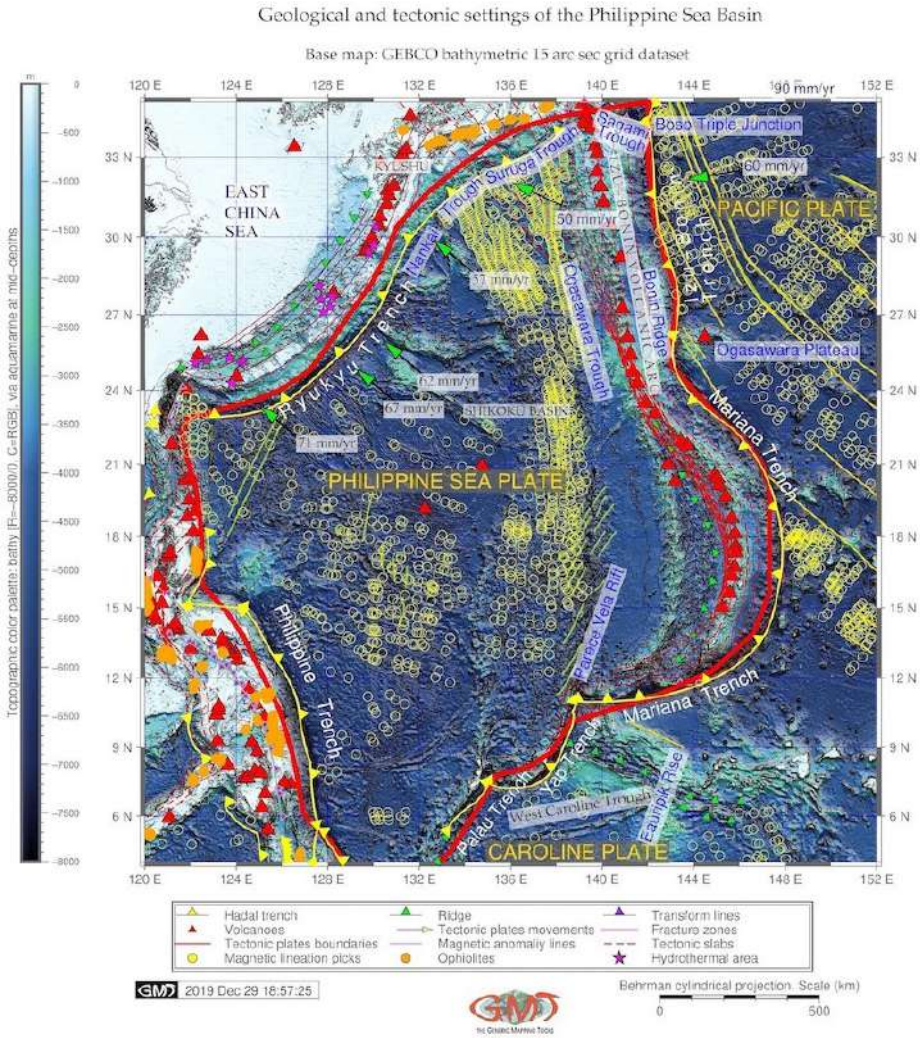


Рис. 17.

Влияние минералогии плит и фазового химического состава на динамику субдукции (плавучесть, поле напряжений), кинематику (скорость субдукции и движения плит), упругость (деформация и скорость сейсмических волн), термометрию (эффекты скрытой теплоты, изобарический перегрев) и сейсмичность (неустойчивости адиабатического сдвига), что обсуждалось ранее [124]. Более подробно глубинная структура и геофизические поля Филиппинского моря рассмотрены в существующих работах [72; 307].

На геологической карте, представленной на Рис. 17, обозначены границы между литосферными плитами (сплошные красные линии). Контуры тектонической плиты обозначены красной пунктирной линией. Зеленые стрелки и соответствующие числа указывают скорость конвергенции (мм/год) вдоль желобов. Пурпурные треугольники обозначают гидротермальные области, в основном расположенные вдоль желоба. Морфология и развитие субдуцированных плит носит сложный характер, связанный либо с мантийным потоком, либо с конвективной

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

слоистостью на глубине 660 км [142]. Плиты могут отклоняться горизонтально в переходной зоне верхней мантии под некоторыми сходящимися окраинами, тогда как проникновение на более низкие глубины мантии происходит под другими сегментами островной дуги. Как результат, различные стили субдукции в переходной зоне верхней мантии влияют на формирование желоба, что отражено в его геоморфологии.

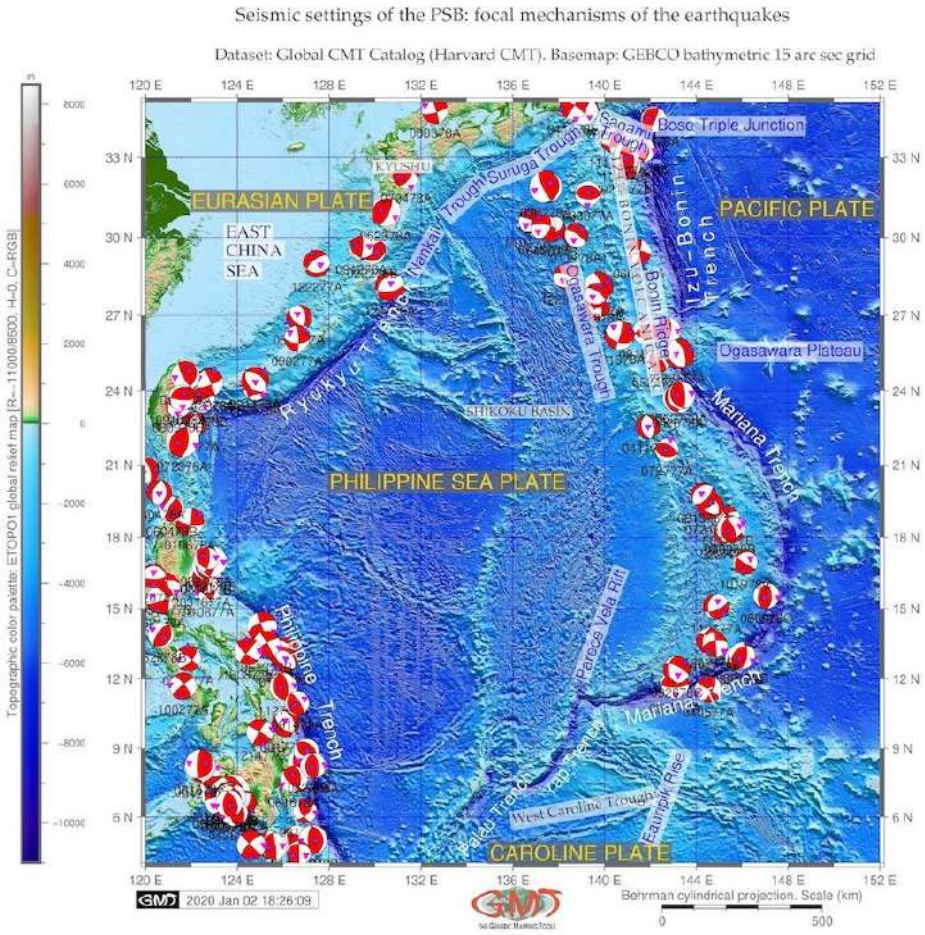


Рис. 18.

Двойная сейсмическая зона под дугой Марианских островов (Рис. 18) объясняется концептуальной картографической схемой процессов глобальной тектоники плит [80]. Погружение остывшей плиты в мантию вызывает образование глубоководных желобов океана, где, как следствие, возникают землетрясения и цунами. Активный вулканизм и сейсмическая обстановка вокруг Марианской дуги показывают зарегистрированные землетрясения. Поглощающие литосферные плиты действуют как гигантские радиаторы теплового охлаждения, утолщаются и постепенно опускаются от хребтов к желобам. В результате, разрастание дна под воздействием движущиеся плиты создает осевой рифт, специфичную структуру «гофрированных» холмов и гребней, образованных близлежащими разломами.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Субдукция плиты вдоль желоба Изу-Бонин Марианской дуги (ИБМ) вызвала откат желоба, разрыв дуги и задуговые рифты двух взаимосвязанных задуговых бассейнов: бассейны Парес Вела и Сикоку. Хребет Палау-Кюсю как остаток активной системы ИБМ возник в результате распространения бассейна Сикоку. Он играет ключевую роль в процессе субдукции плиты на западе Филиппинского моря: зона субдукции здесь характеризуется погружением КПР под дугу Кюсю. Набор различных геодинамических процессов, включая реологию границы раздела субдукций, фазовый переход плавучести, застой плиты, откат мантии и эффекты отталкивания хребта вызывают значительное движение желоба ИБМ, что обнаруживается в процессе глобальных наблюдений за движением плит [17].

Сейсмические явления ПФМ можно объяснить как результат тектонических процессов на краях литосферных плит, которые расходятся на океанских хребтах по крупным сдвигам и сходятся у горячих и слабых вулканических островных дуг ИБМ и Филиппин. Карта сейсмичности в зоне бассейна ФМ показывает, что большинство землетрясений ограничиваются краевыми областями, представляющими узкие, непрерывные ленты вокруг больших стабильных участков ПФМ. Тектоника региона отличается дивергенцией и конвергенцией плит в умеренной зоне дивергенции плит, включая глубокие толчки на малых глубинах в зоне схождения плит. Сейсмические данные о механизмах очага представлены в общедоступном каталоге (Centroid Moment Tensor, CMT), который дает относительное направление движения тектонических плит по всему сейсмически активному поясу. Фокальные механизмы указывают на относительные движения литосферных плит, определяемые по магнитным и топографическим данным, связанным с зонами дивергенции плит.

К феномену глубоководных желобов можно отнести миграцию, зависящую, прежде всего, от возраста желоба [64]: расположенные на месте границы субдукционной плиты в данный момент времени, желоба могут менять свое местоположение со временем в результате сложных процессов глобальной тектоники плит. Как доказано, [246], миграция желоба и, следовательно, морфологические колебания, зависят от параметров нижней плиты и управляются скоростью погружающейся плиты. Из последних публикаций по динамике ФЖ было отмечено, что колебания динамики желоба влияют на его морфологию и характер движений прилегающей плиты. Другой особенностью регионов ФЖ является разрыв тектонической плиты в северо-западном углу субдукции ПФМ.

Отслеживают латеральные колебания в структуре верхней мантии бассейна ФМ, которая позже более подробно изучен с более пристальным вниманием к геофизике Филиппинского

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

моря (Рис. 19). В некоторых предыдущих тематических исследованиях, использованы методы океанографического картографирования морфологической структуры глубоководных каналов, конусов и их топография были проанализированы в отношении глубоководной седиментации [166], тектоники срединно-океанических хребтов и вулканизма, динамики задней дуги Филиппинского моря [142], а также вопросы землетрясений и гравитации. Доказана взаимосвязь между морфологическим строением рельефа и распределения отложений в отдельных частях океана [81]. Другие факторы включают океанологические факторы, в частности, подводные течения, геология, тектоника, землетрясения, процессы осадконакопления, поступающие в желоба через системы каньон-канал [157], а также процессы столкновения океанических и континентальных блоков [88].

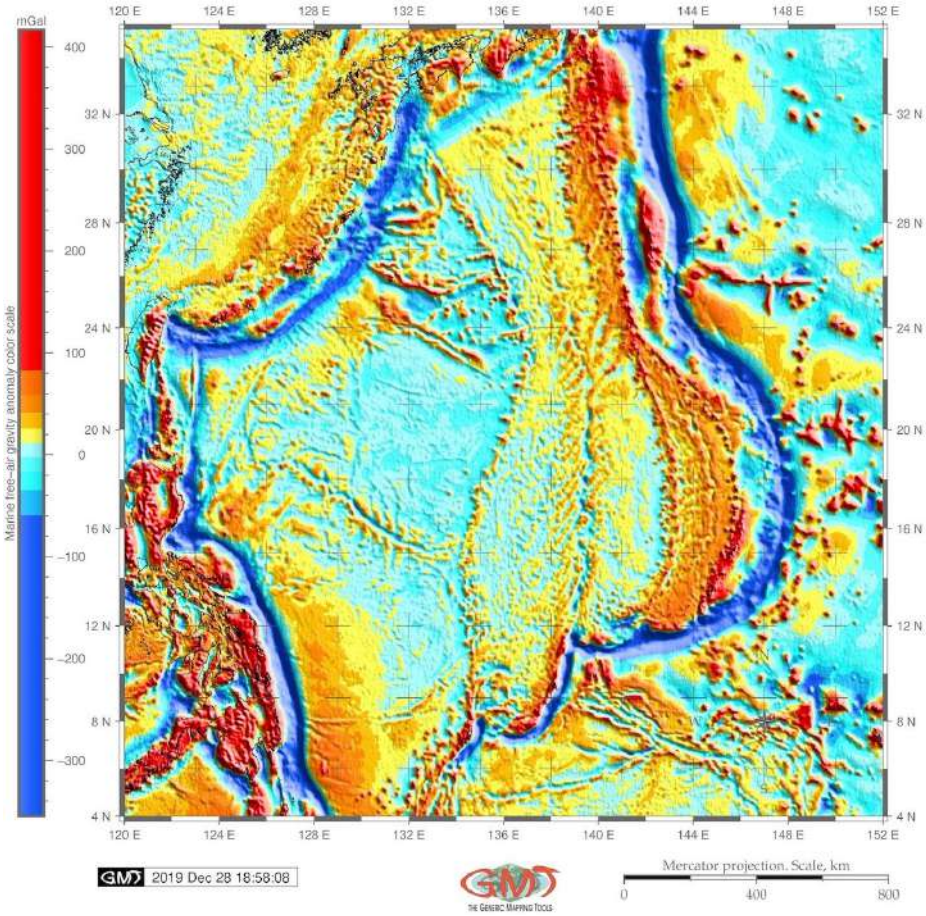


Рис. 19.

ПФМ субдуцирует под Филиппинский архипелаг (4°-15°с.ш.), который является частью зоны конвергенции Евразийской плиты (блок Сунда) и ПФМ. Погружение ПФМ вызывает высокоскоростную аномалию в районе ФЖ. ПФМ разрывает и образует окно плиты, соответствующее субдукции хребта Кюсю-Палау. Разрыв тектонической пластины в северо-

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

западном углу субдуцирующей ПФМ. Район ПФМ - это сложный регион, отличающийся сложной батиметрией и формой тектонических плит, состоящий из множества различных «лоскутных» разновозрастных сегментов морского дна [24].

Из-за расположения в месте коллизии Филиппинской и Зондской тектонических плит Филиппинского разлома доказано, что в его динамике присутствует движение [225; 323]: 1) Северо-западная субдукция плиты Филиппинского моря, которая частично поглощается субдукцией первой и ФЖ, который двигается на запад, 2) во-вторых, прогиб Восточного Лусона, расположенный на северо-востоке, 3) и в-третьих, Филиппинский разлом. Вместе с геологические факторы, тектоническая нестабильность желоба Филиппинского моря, которая вызывает изменения в его морфологической структуре.

ФЖ был изучен в отношении геофизических процессов и геологических условий на выбранных границах точек выборки. Опубликованные работы отметили корреляцию, существующую между движениями тектонических плит и исторической эволюцией геологических процессов [197; 141; 165; 337]. Существует также свидетельства существования глубоководных видов на морском дне ФЖ, который, например, обеспечивает среду обитания для некоторых видов креветок, ракообразных, таких как амфиподы и других видов глубоководной фауны. Исследования ФЖ подчеркивают морфологические свидетельства тектонической деформации, возникшей в результате субдукции ПФМ на запад вдоль желоба, например, в работе, который обнаружил приподнятые морские платформы и террасы вдоль 80-километровой береговой линии Филиппинского побережья.

Неоднородный характер подводной геоморфологии, приводящий к колебаниям глубин и крутизны на локальном уровне (около 1200 км) вызван деформацией земной коры вдоль Филиппинского разлома, возникшего на острове Лусон в период эоцена. В частности, по разлому обнаруживается левосторонний сдвиг Филиппинского архипелага от северо-западного угла острова Лусон до юго-восточной оконечности Минданао. Поэтому часто бывает сложно различать множественные пространственные переменные тектонических и геологических факторов с факторами распространения глубин и уклонов в глубоководных желобах.

Моделирование тектонической эволюции юга Японии показало, что она была вызвана субдукцией Тихого океана и ПФМ и столкновением дуги ИБМ: геоморфологические и геологические данные по движениям плит свидетельствуют о том, что проседание затронуло весь бассейн ФМ, после чего область проседания сузилась до поднятия бассейна. Идентифицированы геодинамические процессы в коре и мантии Филиппинского архипелага,

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

которые вызывают географические различия в азимутальной томографической анизотропии между центральными и южными Филиппинами. Зарегистрированные землетрясения на 11 продольно-поперечных разрезах землетрясений, визуализированные на трех группах глубин: 0-60, 60-350 и >350 км, демонстрируют активный вулканизм и сейсмичность вокруг Филиппинского архипелага и желоба.

Дополнительную информацию по тектонике и геологическим параметрам ФЖ можно найти в соответствующих статьях, представляющих более подробное обсуждение пространственной вариации данных сейсмических землетрясений [122]; формы субдукции плиты [107]; тектоника бассейна Парес Вела [314]; система субдукции ПСП; вопросы топографии разломов и четвертичных разломов вдоль зоны Филиппинского разлома, Центральный Лусон; выделили сросшиеся террейны в северной части Филиппинского архипелага [226].

Недавние опубликованные работы выявили присутствие перидотитов, габбро, массивных и подушечных потоков мезозойских офиолитов. Основные, редкие и редкоземельные элементы в вулканических породах демонстрируют влияние субдукции на формирование островной дуги. Смешанные осадочно-консолидированные породы сформированы подводной эрозией из области абиссальной равнины, расположенной вблизи ФЖ и перенесенной в желоб, а также подводные каньоны, за которыми следуют подводные течения. Еще несколько исследований ФЖ изучали его геофизические параметры с особым акцентом на модели магнетизма и реконструкции, подчеркивающие его сложную тектоническую историю, происхождение и развитие движения, сейсмичность и землетрясения. Другие усилия были сосредоточены на интерпретация геофизических и тектонических условий ФЖ. Так, боковые колебания в структуре верхней мантии бассейна ФМ, более подробно изученной с уделением особого внимания геофизике через бассейн ФМ.

2.12 Манильский желоб

Манильский желоб (МлЖ) расположен в Южно-Китайском море, в западной части Тихого океана, к западу от островов Лусон и Миндоро на Филиппинах (Рис. 20) [303]. Район МлЖ расположен в зоне субдукции Манилы на границе плиты Филиппинского моря, где он движется в северо-западном направлении к Евразийской плите с высокой скоростью конвергенции. МлЖ имеет максимальную глубину желоба около 5400 м и почти вертикальное простирание. Направление север-юг создается субдукцией Евразийской плиты (через ее

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

структурную часть, Зондскую плиту) под плиту Филиппинского моря [93]. Специфическая геологическая структура МлЖ объясняет повторяющиеся землетрясения и сейсмичность.

Разрушительные цунами, вызывающее катастрофические разрушения в районе МлЖ и вдоль береговой лини, вызваны погружением плиты Евразийской плиты под МлЖ и о. Лусон. Гипоцентры цунами МлЖ расположены на глубинах менее 100 км. [320]. Опасность цунами от источника МлЖ была более подробно оценена в нескольких исследованиях [107]. Зона субдукции Евразийской плиты объясняет пояс вулканов в районе МлЖ, на западной стороне филиппинского о. Лусон. Площадь между самой северной зоной субдукции Манил и южного Тайваня [255] считается переходной зоной от субдукции к начальному столкновению и структурно слабо связана по характеру с северной частью МлЖ [146].

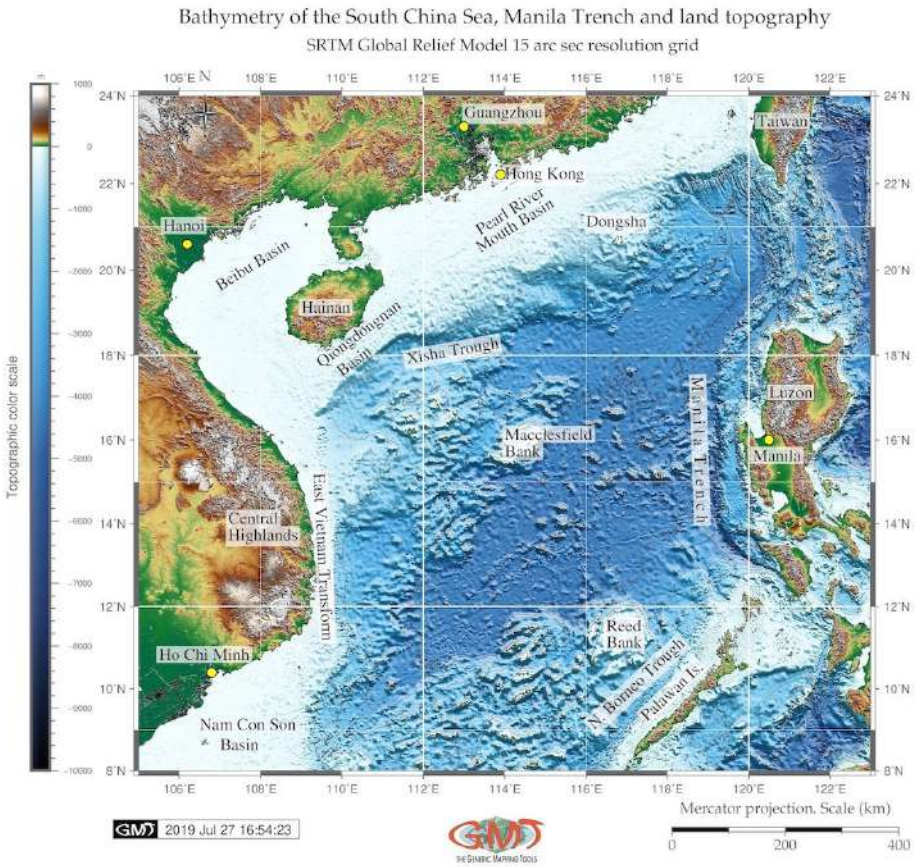


Рис. 20.

Геологическая сложность МлЖ также выражается связью с желобом Рюкю (ЖР), где между МлЖ и ЖР существует горизонтальный мантийный поток. Это вызвано столкновением между блоком Палаван и Филиппинским мобильным поясом, а также движением от плиты Южно-Китайского моря. Различные факторы способствуют формированию морфоструктуры МлЖ. Будучи глубоководным желобом, он представляет собой особый район океана, где

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

морское дно имеет отчетливые геоморфологические структуры, характеризующееся значительными глубинами и крутым уклоном, расположенные в зонах изгиба тектонических плит окраин материка. Конвергенция между двумя плитами, образующими МлЖ, имеет приблизительно северо-западную направленность. Отмечается высокая зона скоростей, присутствующая в коре и верхней мантии под дугой Лусона, где МлЖ растягивается [171]. Все эти факторы, кратко упомянутые для иллюстрации тектонических условий района исследования, указывают на высокую сейсмичность и особую тектоническую зону, в которой сформировался МлЖ. Дно Южно-Китайского моря возле МлЖ представляет собой сложную структуру, сочетающую в себе различные формы рельефа: хребты, разломы, равнины, осложненные цепями подводных гор, второстепенных хребтов, желобов и плато.

Факторы, влияющие на морфологическую структуру, развитие и батиметрические характеристики МлЖ, разнообразны. Назовем некоторые из них: геологические, гидрохимические, геотермальные, климатические, тектонические и батиметрические. Крутизна геоморфологии МлЖ варьируется: углы падения вдоль МлЖ постепенно увеличивается к югу от ок. 25° на широте между 18° и 21°N, 32° на широте 17°с.ш. и почти вертикально на 14° с.ш. [145]. Тектонический фронт продолжается на север во фронтальные надвиги на западе Тайваня, где продолжается в виде активной границы плит между Евразией и плитой Филиппинского моря в районе Лусон-Тайвань.

Строение северного МлЖ исследовалось в различных работах, посвященных проблемам строения земной коры и деформации на севере МлЖ [143]. Среди других находок было обнаружено увеличение угла падения МлЖ в направлении с севера на юг. МлЖ теряет резкий батиметрический рисунок в зоне раннего столкновения и постепенно становится менее выраженным фронтом деформации. Однако сравнительный анализ его южной и северной частей до сих пор отсутствует. Следовательно, сравнительный анализ профилей МлЖ в его северном и южном сегментах способствует лучшему пониманию его морфоструктуры.

2.13 Желоб Рюкю

Желоб Рюкю (ЖР) представляет собой океанический желоб длиной 1400 км, протянувшийся вдоль юго-восточного края островной дуги Рюкю, между Филиппинским морем, островом Тайвань и островом Кюсю, южная Япония (Рис. 21) [100]. Желоб образовался в результате погружения океанической коры плиты Филиппинского моря под континентальную кору Евразийской плиты [170]. Исследования показали различия в морфологии и батиметрии северных и южных сегментов желоба. Батиметрическая картина ЖР варьируется в его северной

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

и южной частях, что отражает корреляцию между геоморфологической формой желоба, крутизной его градиентных углов откоса и локальными тектоническими особенностями [234]. Таким образом, в северной части желоба субдукция плиты Филиппинского моря отличается небольшой глубиной и крутизной, достигающей лишь ок. 11°. Напротив, угол становится круче, достигая 70° ниже ок. 70 км. Регион, расположенный к северо-западу от вулканического острова Рюкю - это задужный район (Back-Arc Basin) впадины Окинавского прогиба.

Субдукция тектонической плиты Филиппинского моря вызывает извержение примерно 34 вулканов и землетрясений, вызывающих цунами. Напротив, субдукция плиты в центральной и южной части ЖР более пологая, достигающая 40-50° на глубине 70 км. Есть три группы островов в основании преддуги, протянувшиеся над дугой Рюкю [233]. Разлом Керама, около 250 км шириной, отделяет южную от центральной группы островов Рюкю.

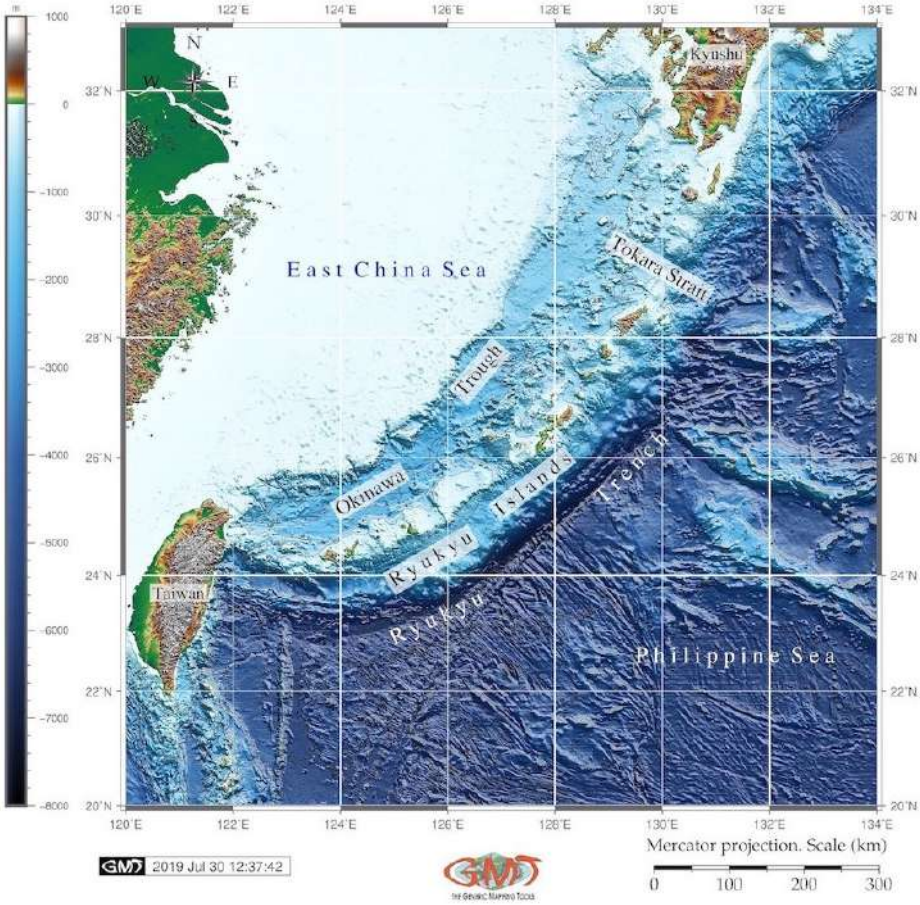


Рис. 21.

Цепь островов Рюкю и ЖР имеют ширину от 130 до 160 км. Северная группа островов (Яку-шима и Танега-шима и разрыв пролива Токара) имеют в совокупности протяженность 200 км между островными группами. Тектоника ЖР, как и других, отражает эволюционные

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

процессы строительства подводных гор и строения Земли. Следовательно, морфологическое строение вызвано вариациями литологии, геологических условий формирования горных пород, стратиграфии и особенностей осадконакопления в формировании морского дна океана в юрский, мезозойский и меловой периоды. Система двойной субдукции ЖР отражает сложные движения желоба как выражение взаимодействия погружающихся плит с подстилающей мантией ЖР. Так, Тихоокеанская плита погружается под плиту Филиппинского моря, которая, в свою очередь, погружается под Евразийскую плиту вдоль ЖР [178].

Геоморфология дна океана является результатом сложных геодинамических процессов (Рис. 22). Ее морфоструктура отражает следы непрерывной эволюции, что формирует поверхность дна как сложную систему хребтов, трансформных разломов, обширных океанических равнин, осложненных группами цепей, хребтов и плато, а также мелкими формами рельефа, такими как террасы, подводные горы и холмы. На геоморфологию желоба в целом влияет совокупное воздействие различных факторов, которые, в свою очередь, отражаются в его сложной структуре и функциональности. Назовем некоторые из них: эффекты магматизма [230], сейсмичности, вулканизма и системное гидротермальное воздействие.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

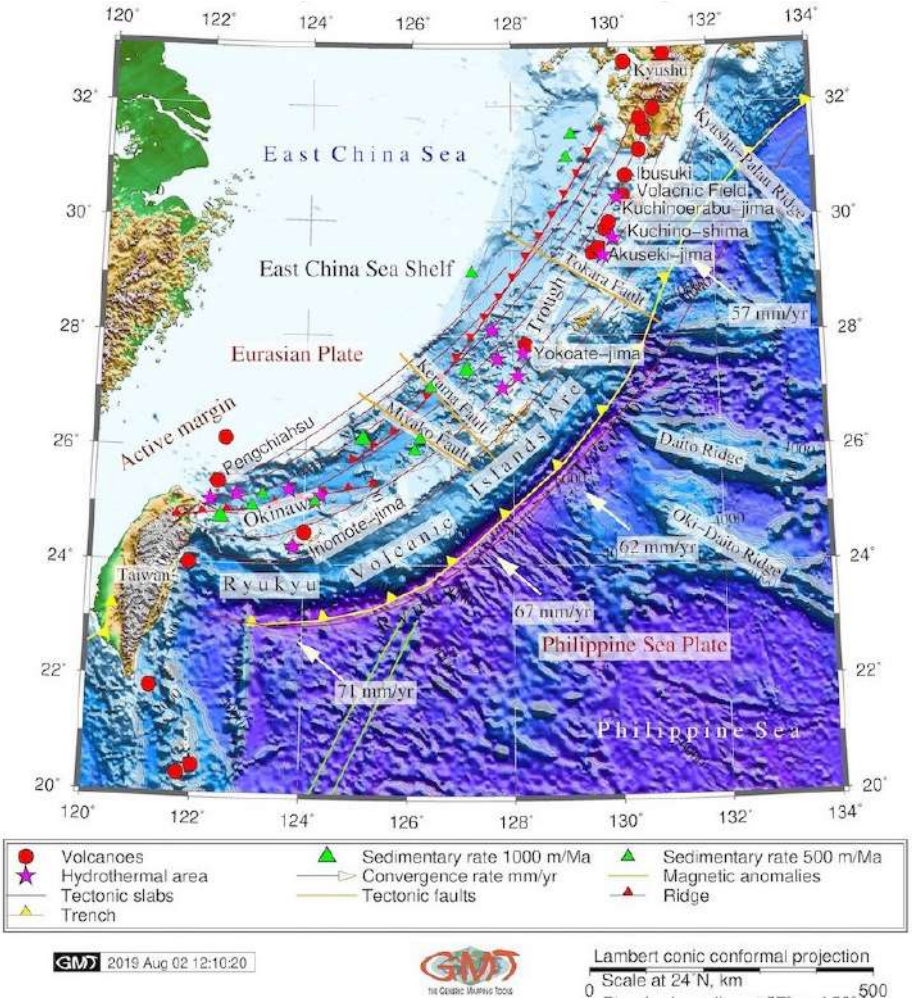


Рис. 22.

Другой пример - влияние направления и градиенты субдукции и землетрясения в различных сегментах, различающихся по морфологии форм рельефа. Таким образом, пространственные различия геоморфологии ЖР отражаются в составе отложений, которые систематически меняются от более тонкодисперсных на севере дуги Рюкю до более грубообломочных в ее центральной части. Это объясняется преобладанием терригенной и пелагической седиментация у северной и центральной дуги Рюкю, соответственно.

ЖР представляет собой структурную ловушку на континентальной окраине Тихого океана, поскольку отложения переносится океанскими течениями, проходящими через систему желобов на западе Тихого океана, и в конечном счете попадают в желоб. Типы отложений ЖР включают, среди прочего, такие типы как грязевые диапиры, гемипелагические отложения, грязевые отложения, брекчия, ископаемые планктонные фораминиферы, известковые наннофоссилии. Содержание планктонных формаинифер варьируется в зависимости от

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

сезонного потепления поверхностных вод и вертикального перемешивания водной толщи в результате воздействия северо-западного муссона.

Сейсмические исследования в районе ЖР показывают, что мощность осадков составляет ок. 2-3 км по площади плита, толщина океанической коры составляет примерно 5-6 км. Материал верхней мантии, подстилающей океаническую плиту, имеет низкие сейсмические скорости, что объясняется геохимическими процессами мантийных перидотитов. Подводные окраины континентов Тихого океана в целом можно разделить на два типа: пассивные и активные, в зависимости от особенности геоморфологии и геологии. В районе Рюкю отмечена активная окраина, расположенная у северного побережья о. Тайвань в южной части преддуги Рюкю. Система разломов и мега-расширений, связанная с большим землетрясениями на юге района Рюкю. На юго-западе островной цепи Рюкю система характеризуется краевым режимом, на который воздействует континентальная литосфера.

Вариативность рельефа ЖР отражает различия в геологических условиях, а также косвенно испытывает воздействие побочных факторов окружающей среды, например уровень первичной продуктивности. Это также подтверждается смоделированными типами миграции в районе ЖР, где рифы и морфология служат сухопутным мостом для миграции наземных организмов с Окинавадзимы Мияко-дзима [103]. Хотя дно ЖР отделено по вертикали от эвфотической зоны, оно служит осадочной зоной центра накопления органического углерода. Это вызвано геоморфологическими факторами: крутые склоны делают возможным боковой перенос с прилегающих континентальных окраин [212]. Исследования по пространственному биоразнообразию ЖР показывают низкие значения на малых глубинах, возрастающие с глубиной и достигающие максимума между дном желоба и абиссальной равниной [232]. Это доказывает, что характер батиметрии ЖР пространственно различается в разных районах желоба.

2.14 Желоб Палау

Желоб Палау (ЖПл), Palau Trench, расположен в Филиппинском море, к северу от Папуа-Новой Гвинеи и к востоку от Филиппин, западная часть Тихого океана с геологическими условиями района (Рис. 23). ЖПл имеет наибольшую глубину 8080 м (расположен в южной части), прямую форма геометрической формы, простирающуюся с юго-запада на северо-восток. Желоб расположен в квадрате с координатами 133°–136°E и 6°–8°N, к востоку от островов Яп. Одной из самых уникальных характеристик ЖПл является небольшое расстояние (35 км) между желобом и осью островов Палау на западе [237]. Геология ЖПл включает последовательности

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

из серпентинизированного перидотита, базальта и известняка на его склоне, обращенном к суше, и огромного блока коралловых рифов известняки на глубинах от 4900 до 6500 м [237]. ЖПл связан с хребтом Кюсю-Палау в севере и трогом Аю на юге. ЖПл отличается от плоскодонного желоба Аю. По своей форме он больше похожи на V-образную форму в поперечном сечении.

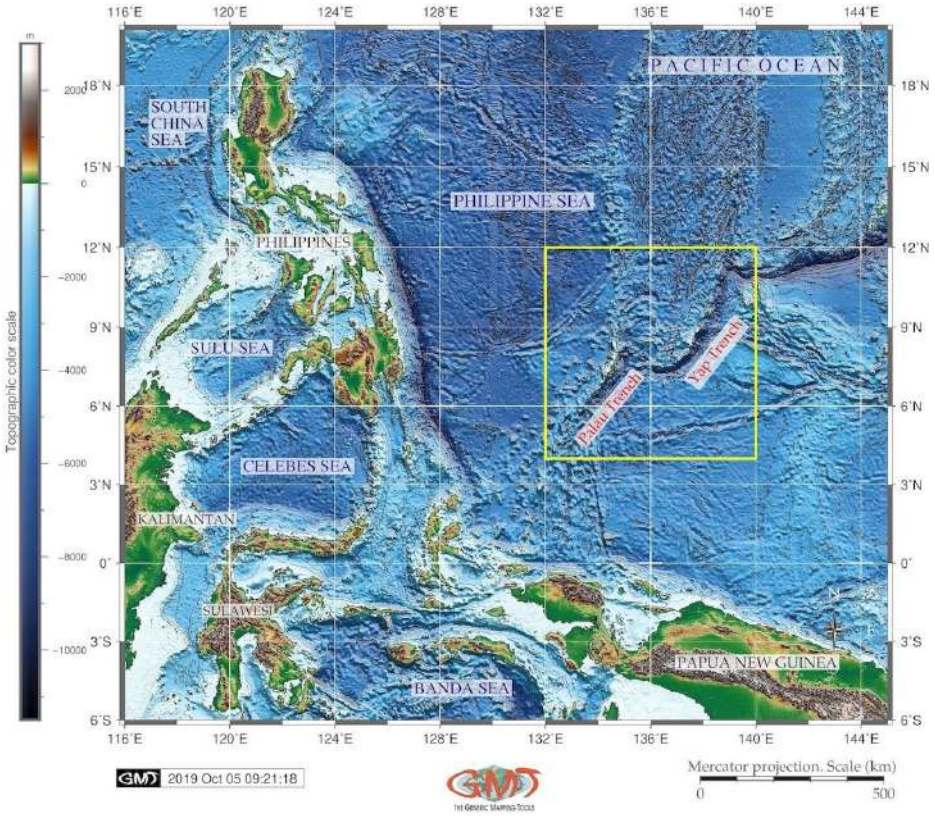


Рис. 23.

Острова Палау, расположенные к западу от ЖПл, сложены вулканическими породами, покрытыми кораллами и рифовым известняком. Это указывает на то, что острова Палау ранее располагались вдоль вулканического фронта. Тектонически, Яп и ЖПл находятся на плите Филиппинского моря (ПФМ) [94]. ПФМ является тектонической плитой, полностью окруженной сходящимися границами соседних тектонических плит. Тектонические условия Яп и ЖПл представляют собой сложную область конвергенции трех тектонических плит: ПФМ, Тихогоокеанской плиты и Каролинской плиты [348]. Следовательно, желоба Яп и Палау относятся к зонам субдукции, окружающим ПФМ вдоль его восточной границы.

Интенсификация освоения минеральных ресурсов океана вызвали необходимость в углубленном изучении строения морфологии и структуры океанических желобов Тихого океана в целом и ЖПл в частности, а именно исследовании геоморфологии, сформированной в

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

результате сложной совокупности процессов. Анализ данных выявил глубокие взаимосвязи между подводной геоморфологией и факторами воздействия на морфологию желобов: геологией и батиметрией. В структуре глубоководного желоба ЖПл отражено сложное взаимодействие этих процессов. Различные факторы влияют на его геоморфологическое строение, геометрию формы, формирование и динамику развития. Наиболее важные факторы включают следующее: морские отложения, тектоника и стратиграфия, батиметрия, географическое положение, градиент уклона; строение кристаллического фундамента, придонные потоки, способствующие наносу отложений и локальные геоморфологические условия, зависящие от процессов осадконакопления.

Основные элементы морфоструктуры морского дна ЖПл включают кору окраины континентов, тектонические плиты и коренные породы океана. Таким образом, структура желоба и характер его морфологической формы сильно осложнены множеством вторичных тектонических нарушений, таких как: система разломов, смещений грабенов, горстов и горизонтальных геологических сдвигов. Взаимосвязь этих сложных процессов демонстрирует корреляцию между деформацией задней дуги и скоростью верхней тектонической плиты.

2.15 Желоб Яп

Желоб Яп (ЖЯ) расположен в Филиппинском море, к северу от Папуа-Новой Гвинеи, к востоку от Филиппин, в западной часть Тихого океана (Рис. 24). ЖЯ имеет наибольшую глубину на 8.292 м составляет ок. 700 км в длину и 50 км в ширину [327]. Он протягивается от оси желоба до дуги островов Яп с характерной J-образной формой [254]. Морфологически, желоб разделен на северный и южный сегменты с границей между двумя сегментами на 8°26′N [184]. Зона субдукции Яп-Палау лежит к югу от Марианской дуговоLee -желобной системы. Каролинская плита погружается здесь на северо-запад под плиту Филиппинского моря. Наиболее известные геологические структуры на Каролинской плите – Каролинский хребет, океаническое плато и небольшой желоб Сорол, простирающийся посередине хребта [169]. ЖЯ образуется в месте субдукции ПФМ и опускания океанической литосферы на поверхность мантии. По мере того как опускающаяся ПФМ продвигается глубже в мантию, флюиды высвобождаются из мантийных пород, что вызывает расплав вышележащей мантии. Новая магма (расплавленная порода) поднимается на поверхность и извергается в виде вулканов вдоль дуг островов у сходящейся границы тектонических плит.

Землетрясения регулярно повторяются в районе ЖЯ (Рис. 24). ЖЯ и ЖПл образуют типичную систему желоб-дуга-бассейн, которая включает в себя глубокий желоб, островные

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

дуги и задужный бассейн, бассейн Паресе Вела (Parece Vela), расположенный на восточной стороне плиты Филиппинского моря [48]. Такая сложная тектоническая структура региона отражается в заметной неоднородности земной коры и скоростных структур верхней мантии под ПФМ. На морфоструктуру желоба также оказывают влияние топография дна и его геологическое строение. Синтезы тектонической и магматической эволюции региона Филиппинского моря, в районе желобов Яп и Палау можно также найти в дальнейших работах [115].

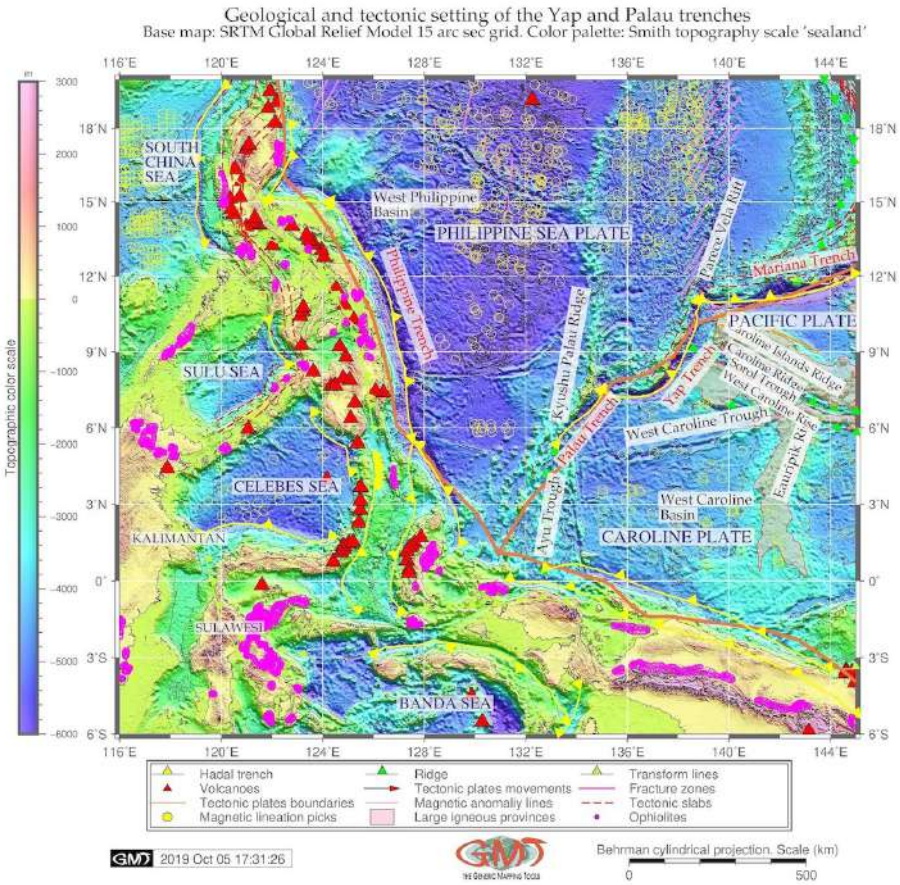


Рис. 24.

2.16 Марианский желоб

Географическое положение самой глубокой точки Мирового океана с максимальной глубиной 10.984 м. расположено в МрЖ, на глубине 11,329903 °с.ш./142,199305°в.д. на глубине Челленджера. Как глубочайшая точка Земли, МрЖ неуклонно привлекает внимание научного мира [92; 183; 270; 258]. Дуга МрЖ может быть уложена в прямоугольник с координатами 140°E-148°E, 11°N-25°N (Рис. 25). Структурное положение окраины МрЖ по берегам

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

материков или островных дуг объясняется субдукцией тектонических плит на границах их столкновения: Марианская, Тихоокеанская, Филиппинская и Каролинская.

МрЖ - один из 37 наиболее известных глубоководных желобов Мирового океана, 28 из которых расположены в окраинных областях тектонических плит Тихого океана (оставшиеся включают в себя 5, расположенных в Атлантическом океане и 5 в Индийском океане). При общей протяженности около 2550 км МрЖ создан в результате комплекса глубоко взаимосвязанных факторов и процессов субдукции тектонических плит. МрЖ представляет собой сильно вытянутую, дугообразную в плане и менее прямолинейную узкую топографическую депрессию морского дна, имеющую форму полумесяца в геометрической плоскостной проекции. МрЖ расположен на западе Тихого океана, в 200 км к востоку от Марианских островов, к востоку от Филиппинских островов и Китая. Его поперечный профиль асимметричный: наклон находится выше на берегу Марианской островной дуги, изрезанной глубокими подводными каньонами.

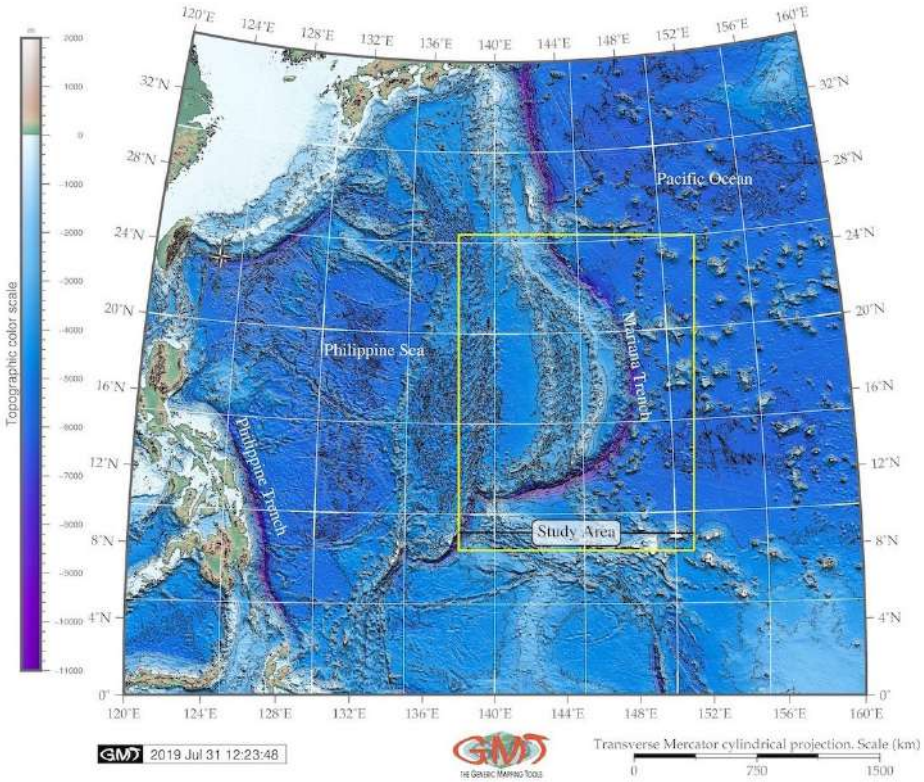


Рис. 25.

Батиметрия морского дна варьируется в сторону моря от оси желоба: область Челленджера, к юго-западу от о. Гуам, ассоциируется с глубоким рельефом 10.984,25 м (95%) при 11,329903°N/142,199305°E. МрЖ имеет сложное морфологическое строение и

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

неравномерность профилей на юго-западе, где его морфологическая структура меняется. Морфология подвержена воздействию различных факторов, которые влияют на его форму. К ним относятся батиметрия (глубины), субдукция тектонических плит, геология, процессы осадконакопления и геометрия (крутизна склона). Границы субдукции Тихоокеанской плиты под Филиппинскую классифицируются как «Марианский тип», где связь между двумя плитами либо слабая, либо отсутствует. Западный склон МрЖ представляет собой откос без поднятия, а восточная часть является границей, вдоль которой проходит западный край Тихоокеанской плиты, погруженный под меньшую по размеру Марианскую плиту. В результате геоморфологических особенностей МрЖ сформированы его очень крутые склоны и глубины 3-5 км, ширина днища редко превышает 5 км.

МрЖ имеет сложные ступени различной формы и размера, вызванные активными тектоническими процессами и эрозией. Крутизна его склонов в среднем составляет 4-5°, но отдельные участки могут ограничиваться более крутыми склонами, поскольку они подвержены гравитационному потоку в подводных каньонах и долинах. Сложное распределение разнообразного материала на прилегающих абиссальных равнинах способствует формированию морфологических особенностей регион МрЖ. Основная часть дна желоба имеет преобладающие глубины свыше 3000 м. Дно Тихого океана в районе МрЖ представляет собой самую древнюю его часть, образовавшуюся в поздней юре. На сегодняшний день исследования по МрЖ и дуге ИБМ сосредоточились на аспектах тектонических процессов субдукции, разломов и деформации, геометрии наклонов градиента литосферных плит [128] их движения, геологической структуры и глубины. Петрогенетические исследования геохимических следов вулканических пород в МрЖ указали на его тектоно-магматическую эволюцию [115].

Недавние батиметрические и топографические исследования показали, что относительно тонкий слой литосферы в районе ИБМ (20 км) мог быть сильно деформирован в ходе тектонической эволюции региона. Это может объяснять заметные различия в микроструктуре образцов, взятых со дна МрЖ, которые варьируются от крупнозернистой и сильно вытянутой текстуры до мелкопорфирокластических и мелкозернистых равнозернистых текстур. Подводный рельеф МрЖ отмечен сложными ступенями разной формы и размеров, что вызвано активными тектоническими процессами и процессами осадконакопления. Северо-запад Тихого океана особенно характерен для формирования обширных участков дна котловин, занятых депрессиями с глубинами свыше 6000м. Структура МрЖ имеет следующую картину: большую

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

часть площади занимают глубины абиссали (3-6 км), а крайние глубины свыше 6 км меньше по сравнению с предыдущими районами.

Глубины свыше 6000 м в основном приурочены к самой глубокой части желоба, расположенной в ее юго-западной части, хотя отдельные депрессии до глубин 6-7 км, реже до 7,5 км, встречаются и в центральной части бассейна желоба. Типичные глубины морского дна МрЖ составляют 4000-5000 м, а глубоководные бассейны образованы чередованием многочисленных подводных гор и глубоководных впадин. Есть различия и в скорости распространения продольных сейсмических волн в геологических слоях структуры МрЖ: вода и осадочный слой имеют скорость 3,5-6,2 км/с, базальтовый слой - 6,5-7,0 км/с. Под ним расположен слой габбро и полосчатого габбро. Граница кора-мантия проводится по линии резкого увеличения скоростей от 7 до 8 км/с (граница Мохо). Верхняя мантия представляет собой область со скоростями 8,0-8,2 км/с. Средняя мощность коры под платформами составляет ок. 40 км. Районы с корой континентального типа в океане представляют собой фрагменты континентальной массы, образовавшиеся в результате формирования современного океанского дна, вызывающее миграцию и медленное движение желоба [204]. МрЖ имеет отличительную морфологическую особенность конвергентных границ плит, вдоль которых литосферные плиты движутся навстречу друг другу, расположенные примерно на 200 км параллельно островной вулканической дуге.

Образование МрЖ вызвано сложной взаимосвязью различных факторов, а желоб отмечает положение, в котором погружающаяся плита опускается под другую литосферную плиту [165]. Общий вид батиметрии МрЖ наклонен в сторону краевой плиты, соединенной с основной зоной океана. Он имеет высокие и крутые островные или континентальные склоны, и более низкие и пологие склоны с юго-восточной стороны. Узкие террасообразные ступени встречается на откосах желоба. На продольных профилях днища МрЖ нанесены многие глубоководные поперечные ступени и пороги, связанные с движениями земной коры по поперечным разломам. Эти пороги могут играть важную роль в эволюции глубоководных желобов. Например, они контролируют интенсивность его заполнения осадками. В этом процессе очень важны процессы осадконакопления, движущиеся по дну из части желоба, ближней к континенту. На дне желоба также имеются поперечные пороги, которые могут играть роль своеобразных дамб, перед которыми происходит скопление толстого слоя наносов осадков.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Геологическое развитие МрЖ проходило в несколько этапов, сформировавших совокупное влияние различных факторов: геологические условия, расположение районов подводных вулканов, гидрологические условия переноса наносов и отложений. Батиметрия морского дна желоба существенно различается по направлению к океанической стороне желоба. Каролинский хребет расположен вне оси желоба на расстоянии ок. 250 км. Выступающий пояс подводных гор простирается параллельно желобу с шириной ок. 250 км, находится в пределах менее 1350 км от МрЖ. Другая группа широких подводных гор пересекает желоб на расстоянии 1600–2000 км. Эффекты вулканизма на биологические сообщества в МрЖ [232] доказали корреляцию между землетрясениями и структурой желоба. Поскольку быстрое осадконакопление вызвано глубинными потоками, содержание органического вещества увеличено в самых верхних слоях, что указывает на то, что нарушение глубоководных отложений влияет на вертикальную структуру распределения мейофауны в желобе. Геологическая структура МрЖ представлена следующим образом: осадочный покров, базальты лейтового состава, комплекс параллельных даек диабазов, изотропный габбро, полосчатый габбро-ультраосновной комплекс, залегающий на мантийных ультрабазитах. Желоб продвигается к верхней плите, соответствующей субдукции древней мезозойской океанической литосферы. Дуговые лавы обогащены молибденом (Mo) и имеют d98=95 Mo базальтов Срединно-океанического хребта (MORB). Это указывает на присутствие богатых молибденом флюидов с d98 = 95 Mo ~ от + 0,05% до + 0,05% в мантийном клине под большинством Марианских островов [182]. Тонкие четвертичные глинистые отложения перекрывают чередующуюся толщу мощностью 400 м. кварц-трахитовой подушечной лавы раннемелового возраста и кремней радиолярий раннего и позднего мела в океанском склоне МрЖ. МрЖ принадлежит к одному из самых глубоких сегментов Тихого океана, а его уникальный рельеф нарушает континуум континентального шельфа Марианских о-вов с подъемом склона до абиссальной равнины, что привело к появлению множества глубоко изолированных местообитаний в пределах МрЖ. Это хорошо иллюстрирует, что зачастую резкий и отчетливый глубинный рельеф может способствуют видообразованию за счет высокого гидростатического давления, удаленности от поверхностных источников пищи и географическая изоляция видов глубоководной фауны.

Относительно других желобов, МрЖ, образовался на большем удалении от континентов в рифтовых зонах. Следовательно, процессы осадконакопления в пределах МрЖ в значительной мере зависят от его расположения вблизи рифтовых зон, которые связаны с

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

образованием и распространением подводных горных хребтов. В результате неравномерности выбрасывания на поверхность океанского дна вещества из верхнего слоя мантии Земли образуются поперечные разломы, создающие условия для осадконакопления. Согласно имеющимся геофизическим данным, кора тектонических плит, окружающих МрЖ, состоит из нескольких слоев, что указывает на то, что вклад осадконакопления наносов на формирование желоба высок.

Для осадконакопления, МрЖ является крупнейшей структурной «ловушкой», расположенной на континентальной окраине Тихого океана. Его морфологические условия создают идеальные условия для накопления донных отложений. Накопление терригенного осаждения на морском дне МрЖ зависит от различных факторов: климатических и гидродинамических местных условий, тектоники, батиметрии, геоморфиологии, типа и размера частиц. Большие области активного осадконакопления можно выделить в областях, где скорость и объемы очень высоки, а также в областях локального активного осадкообразования, или наоборот, в преобладающе эрозионных участках морского дна [63]. Отложения происходят в различных сегментах МрЖ, также на некоторых участках отмечена площадная седиментация. Процессы седиментации в МТ очень неровные.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

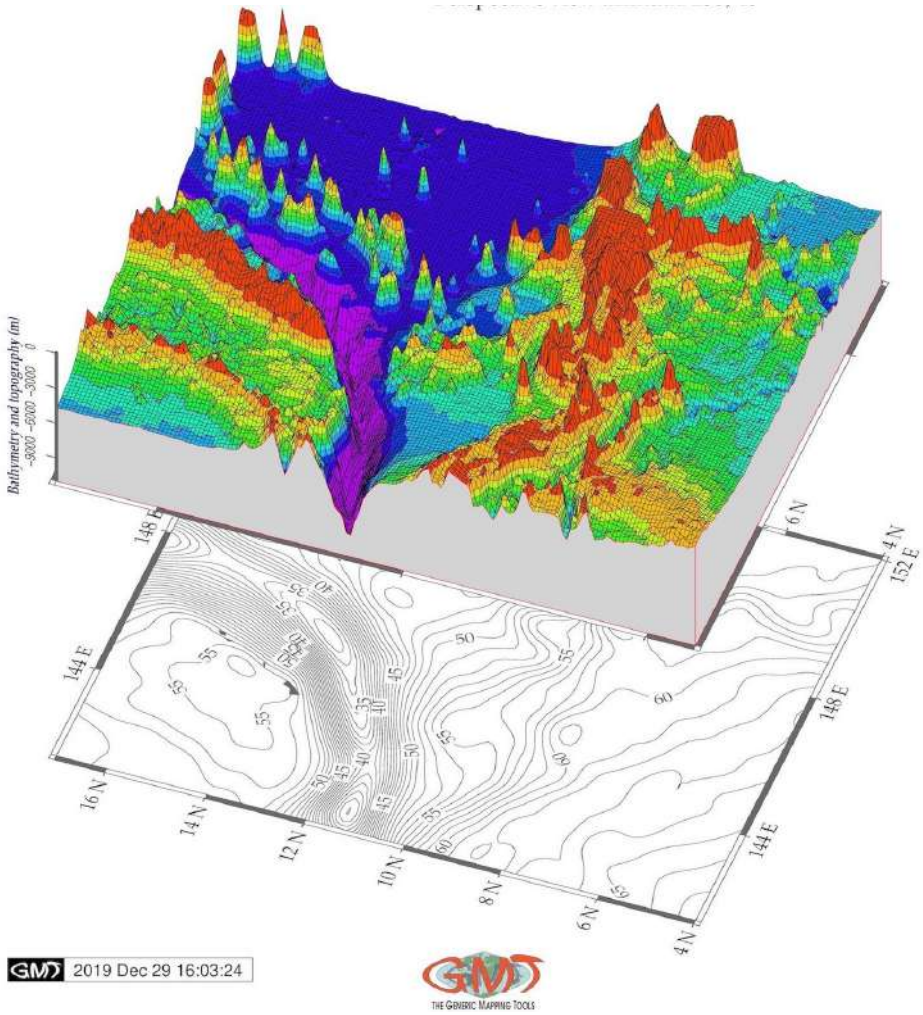


Рис. 26

Морфологическое строение МрЖ имеет сложных характер (Рис. 26). Дно МрЖ представляет собой фон, на котором отражаются все геофизические процессы. Строение желоба и характер его рельефа сильно осложняются множественными вторичными тектоническими нарушениями, т.е. возникновением разломов и смещений, грабенов, горстов и горизонтальных геологических сдвигов. Среди других желобов МрЖ выделяется расположением на краевой тектонической плите и субдукционными процессами [126]. По ширине континентального шельфа окраинных плит, соединяющихся с МрЖ, общая площадь занимает от нескольких десятков до тысяч км при среднем уклоне дна 17-25°.

Районы с подводными горами (seamounts) на оси желоба отмечены его пологой геоморфологией (Рис. 26), меньшими осевыми вертикальными нагрузками и выпуклым рельефом на внешнем подъеме. Марианская дуга и Западно-Марианский хребет граничат с желобом с западной стороны. Каролинский хребет и группа Каролинских островов расположены к югу от оси желоба на расстоянии около 0-250 км. Выступающий параллельно

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

желоба пояс подводных гор протягивается перпендикулярно желобу шириной около 250 км и находится на высоте около 1350 км под уровнем моря. Еще одна заметная группа широких подводных гор, пересекает МрЖ на расстоянии 1600-2000 км под уровнем моря. Морфологическая структура МрЖ имеет следующую картину: большая часть морского дна занята абиссальными глубинами (3-6 км), за которыми следуют экстремальные глубины (> 6 км). Глубины свыше 6 км ограничены в основном самыми глубокими частями желоба, расположенными в юго-западной части желоба (район Challenger Deep), хотя впадины высотой 6-7,5 км над уровнем моря, изредка встречаются в центральной части полумесяца желоба. Типичные глубины морского дна МрЖ составляют 4-5 км.

Морское дно МрЖ состоит из океанической коры, образующей рифтовые зоны срединно-океанических хребтов с пропускной способностью 5-10 км. Структура МрЖ сложна и входит в состав взаимосвязанных факторов, формирующих ее тектоническую структуру. Деформации структуры желоба отражает сцепление между верхней и нижней плитами, относящаяся к возрасту плавучести континентальной плиты. Деформации обратной дуги приблизительно коррелируют со скоростью верхней континентальной тектонической плиты. Скорость миграции желоба в основном контролируется более низкой скоростью континентальной тектонической плиты [246], которая, в свою очередь, зависит от плавучести и возраста тектонической плиты [144]. Оси главных хребтов МрЖ представляют собой место соединения восходящей магмы с холодной морской водой на площади тектонических плит. Гидротермальное охлаждение магмы на осях хребтов вызывает круговорот всего объема воды в желобе. Таким образом, оно обеспечивает питательные вещества для биологических сообществ в глубоководной зоне желоба [185].

Морфологическое строение МрЖ осложнено продольными гребнями, ступенями, крупными оползнями, телами и выступами. Поперечный профиль МрЖ резко асимметричен: уклоны выше на стороне островной дуги, рассеченные глубокими подводными каньонами с узкими ступенями. МрЖ имеет различные формы и размеры, сформированные на сложных этапах развития, вызванные активными тектоническими и осадочными процессами. Континентальные склоны высокие, до нескольких тысяч метров, наклоном до 3-6° (в юго-западной части до 30-40 °), верхняя граница из которых совпадает с краями шельфа (глубина 150-200 м). Склоны желоба осложнены террасами, уступами, краевыми плато и каньонами. Откосы более крутые, достигающие около 5-7 км в высоту. Взаимодействие между топографией и турбулентностью вод включает воздействие инерционной и меридионально

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

направленной приливной инертиогравитации [193]. Турбулентность приводит к изменению водных масс, перемешивающихся в зависимости от глубины стратификации. У подножия континентального склона пассивные окраины образованы прилегающими краями тектонических пли. В свою очередь, континентальный склон МрЖ образован слившимися конусами и шлейфами взвесей и подводных оползней с глубинными отложениями.

Имея сложную структуру рельефа с островными дугами и будучи расположенным на территории окраинного моря, МрЖ относится к активному типу желобов. Из-за геодинамических причин, движение МрЖ, миграция и деформация верхней плиты могут быть описаны как результат процессов мантийного потока. В морфологической структуре МрЖ присутствует развитая система трещин, являющихся его отличительной геологической особенностью. МрЖ имеет множество открытых выступающих трещин (cracks) на своей поверхности глубиной до нескольких метров и несколько сотен метров длиной на диатомовых глинистых наносах его склонов, обращенных к океану. Трещины МрЖ обильно развиты по краям, в средней и верхней частях террас. Формирование эти трещин вызвано гравитационной нестабильностью: горизонтальное расширение происходит из-за увеличения угла падения желоба к поверхности морского дна.

Кроме того, другим фактором является нестабильность склона и сила тяжести. Трещины на поверхности морского дна на склонах МрЖ, обращенных к океану, объясняются разрушением горных пород при растяжении. Трещины вытянуты почти параллельно простиранию обрывов, некоторые выровнены, разветвляются или сливаются, не имеют ни вертикального, ни бокового смещения. Их можно обозначить как открытые трещины растяжения. Края поверхности трещин МрЖ резкие, что указывает на их молодое происхождение. Трещины образуются на топографически определенных участках, под действием напряжения растяжения, на горизонтальных или очень пологих склонах над крутыми обрывами. Трещины вызваны сочетанием гравитационной нестабильности на краях уклонов или вершинах гребня [210] и дополнительной инерцией во время землетрясений [331].

Важным фактором, вызывающим систему трещин МрЖ, являются глубинные землетрясения [231]. Экспериментальные наблюдения [135] указывают на сдвиговую нестабильность, и горизонтальное растягивающее напряжение при землетрясениях, которое вызывает развитие системы трещин в МрЖ, т.к. перепад напряжений в статических условиях обуславливает наклон склона. Большинство трещин в МрЖ представляют собой открытые разрушения при растяжении и расположены на участках с очень пологим уклоном или на

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

горизонтальных участках дна, в большинстве случаев у кромок крутых обрывов, которые разграничивают террасы желоба.

Недавние исследования показали [177], что МрЖ испытывает медленное движение, соответствующее субдукции древней мезозойской океанической литосферы. Лавы Марианской дуги относительно обогащены молибденом (Mo) и имеют d98=95 Mo значительно больше, чем MORB (за исключение образцов с о. Агриган). Это объясняет повышенный состав Mo (-0,05% до + 0,05%) в мантийном клине под большинством Марианских островов [182]. Такое движение желоба редко встречается, в основном ограничиваясь Марианскими островами и дугой Идзу-Бонин [148]. Другая отличительная топографическая особенность МрЖ включает множество вытянутых гребней и откосов. Удлиненные конструкции имеют два простирания: 85° в.д. и параллельное оси желоба (70°в). В поперечном сечении желоба отличается Y-образная форма. Дно очень узкое (1-3 км), но фрагментарно широкое (местами достигает несколько десятков километров).

2.17 Желоб Идзу-Бонин

Желоб Идзу-Бонин (ИБ), также известный как Идзу-Огасавара [44], расположен на западе Тихий океан к югу от Японии (Рис. 27). В продольном направлении он простирается от г. Токио, Япония, до Гуама. По своему строению ИБ продолжает Японский желоб [104]. ИБ сформирован в зоне активной тектонической субдукции мелового периода (135 млн лет назад) Тихоокеанской плиты под плиту Филиппинского моря. Как следствие субдукции литосферных плит формируются следующие структуры: вулканическая дуга островов Идзу и Бонин, дуговая система Идзу-Бонин-Мариана и бассейн Сикоку как тыловой бассейн.

С востока к ИБ примыкает плато Огасавара [44]. В своем историческом развитии дуга ИБ имеет два основных периода: образование дуги, различающееся по продолжительности, составу и вулканологии. Первый длился от 5 до 6 млн лет и способствовал формированию объемных толщ бонинит-толеитовых магм. [213] определили возраст фундамента дуги Идзу-Бонин-Мариана методом датирования 40Ar/39Ar как 48.7±0.3 М лет. Вторая дуговая формация началось после 42 Ма, в результате этого периода была сформирована классическая вулканическая дуга со стратоконами. Формирование дуги бассейна Сикоку имело место в раннем миоцене, ок. 30-15 млн лет. Период продольного дугового рифтинга начался около 2,5 млн лет назад. Историческое развитие океанической ИБ отражено в морфологии его дна, имеющего хорошо структурированную структуру, включающую резко отличающиеся слои: осадочный чехол, базальты лейтового состава, комплекс параллельных даек и диабазов, габбро

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

и габбро-ультраосновной комплекс, залегающих на мантийных ультрабазитах, а также оливин- и пироксеновые породы [27].

Желоб простирается на глубину почти 10 км. Область преддуги шириной 200 км включает в себя склон внутреннего желоба с базальной террасой и подводными горами, внешнюю дугу, соединенную с островами Бонин, и мощную переднюю дугу с осадочным бассейном к востоку от действующих дуговых вулканов [325]. Задуговая область включает активные рифтовые бассейны и поперечные цепи подводных дуговых вулканов, простирающиеся в бассейн Сикоку [163]. Северный конец дуги Идзу-Бонин представляет собой молодую океаническую дугу, сталкивающуюся с дугой Хонсю, зрелой островной дугой Миоцена. Цепь серпантинных подводных гор обнажается на преддуговом склоне в 40-50 км к западу от оси ИБ. Несколько крупных землетрясений (> M7:0) [224] зафиксированы на глубинах <100 км и множество глубинных землетрясений на (100-300 км). Район тройного сочленения Босо, расположенный к северу от зоны субдукции ИБ является северным концом дуги и представляет собой столкновение с дугой острова Хонсю в результате миграции на северо-запад плиты Филиппинского моря.

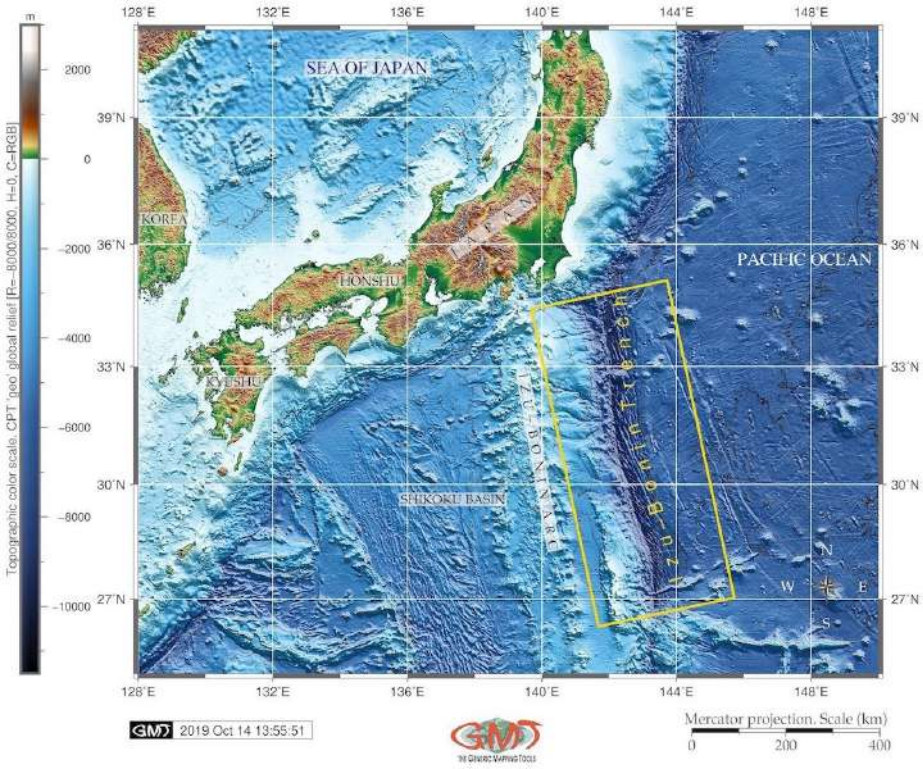


Рис. 27.

ИБ граничит с тектонической плитой Филиппинского моря на западе. Филиппинское море представляет собой геологически сложный регион, отличающийся сложной батиметрией и

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

формой плит, а также сложной фрагментарной композицией разновозрастных сегментов морского дна. Граничные зоны субдукции плиты Филиппинского моря демонстрируют значительную изменчивость в морфологии плиты (Рис. 28) [46]. В результате взаимодействия этих факторов желоб состоит из сегментов Идзу (север) и Бонин (юг), разделенных примерно по простиранию плато Огасавара [44]. Таким образом, форма рельефа морского дна сформирована в результате субдукции более старых и жестких литосферных плит [43]. Асимметричность морфологии желоба, вызванной миграцией хребта в районе Идзу-Бонин из-за разницы в возрасте между древним преддуговым базальтом и корой бассейна Амами Санкаку отмечена в предыдущих работах [210].

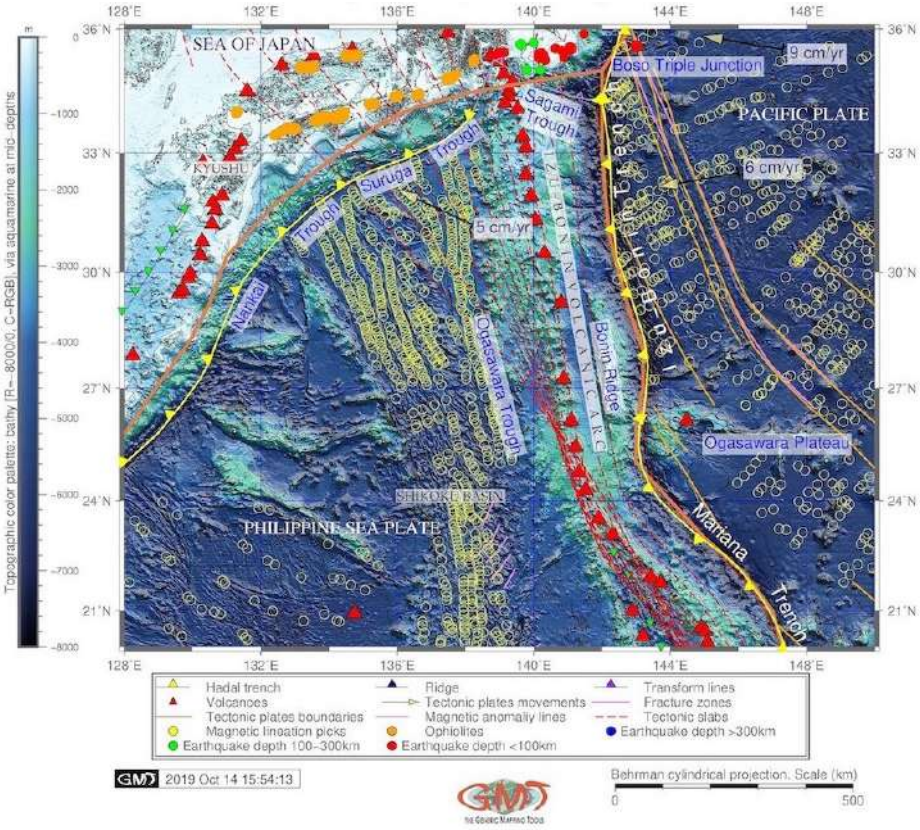


Рис. 28.

Более подробное описание тектонической, геофизической, петрологической и геохимической обстановки Идзу-Бонин. вулканизма и сейсмических характеристик, анализа и интерпретации геоморфологических, геологических, и термохронологических данные приведены в соответствующих публикациях [104; 313; 336]. Таким образом, регион Идзу-Бонин-Мариана в настоящее время является одним из наиболее интенсивно изученных океанических дуг. Однако в существующих исследованиях отсутствуют работы по

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

сравнительной геоморфологии желоба и анализа его строения. Раздел данной диссертации по ИБ желобу направлен на его картографирование и моделирование его морфоструктуры.

Морфологическое развитие ИБ проходило в несколько периодов, сформированных под воздействием различных факторов. Факторы, влияющие на формацию, геоморфологическое развитие и батиметрию желоба, разнообразны. Наиболее важные из них включают тектоническое развитие, геологические, гидрохимические, биологические, геотермальные, климатические, тектонические, батиметрия, глубоководные течения, приносящие отложения ко дну желоба, способствуя процессам осадконакопления (аккумуляция толщи наносов). Влияние литосферы иллюстрируется постоянным обменом вещества и энергии между подводными вулканами, расположенными вблизи желоба [205]. Влияние гидросферы на МрЖ отражается в виде системы глубоководных океанских течений, приносящих осадки на дно желоба и способствующих осадконакоплению.

2.18 Японский желоб

Японский желоб (ЯЖ) расположен в западной части Тихого океана, к востоку от Японии (Рис. 29) [218]. Геологические и тектонические условия в районе ЯЖ сформированы субдукцией Тихоокеанской и Северо-Американской плит вдоль ЯЖ (Рис. 30), что описано в предыдущих работах [202].

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

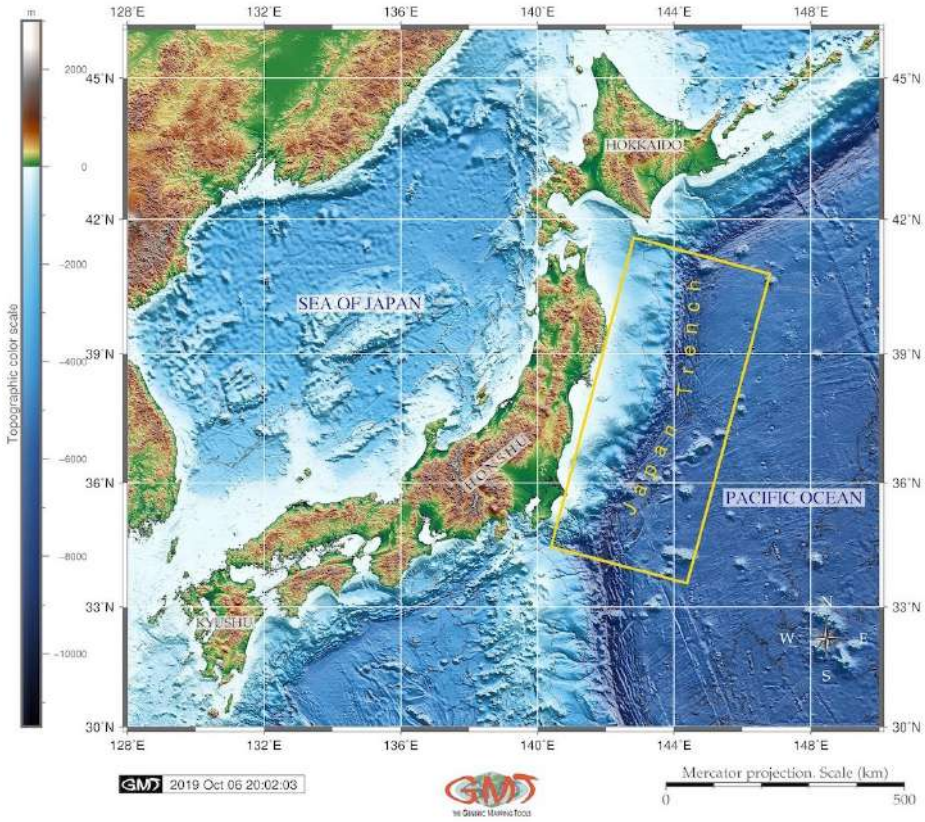


Рис. 29.

В 1957 г. в западной части Центральной котловины Японского моря, между возвышенностями Тарасова и Ямато, было выполнено глубинное сейсмическое зондирование на 60 мильных профилях на НИС «Витязь» [5]. Раздвиги и сдвиги являются главными разломами, определившими морфоструктуру Японского моря. При этом выделяются дизъюнктивы, возникшие в результате как растяжения, так и сжатия земной коры, т.е., в результате развития горизонтальных перемещений [293]. Возвышенность Ямато является самой крупной подводной возвышенностью, занимающей центральное положение в наиболее глубокой части Японского моря [34]. Структурно и морфологически оно состоит из трех подводных хребтов: Северное Ямато, Южное Ямато и Такуе [9].

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

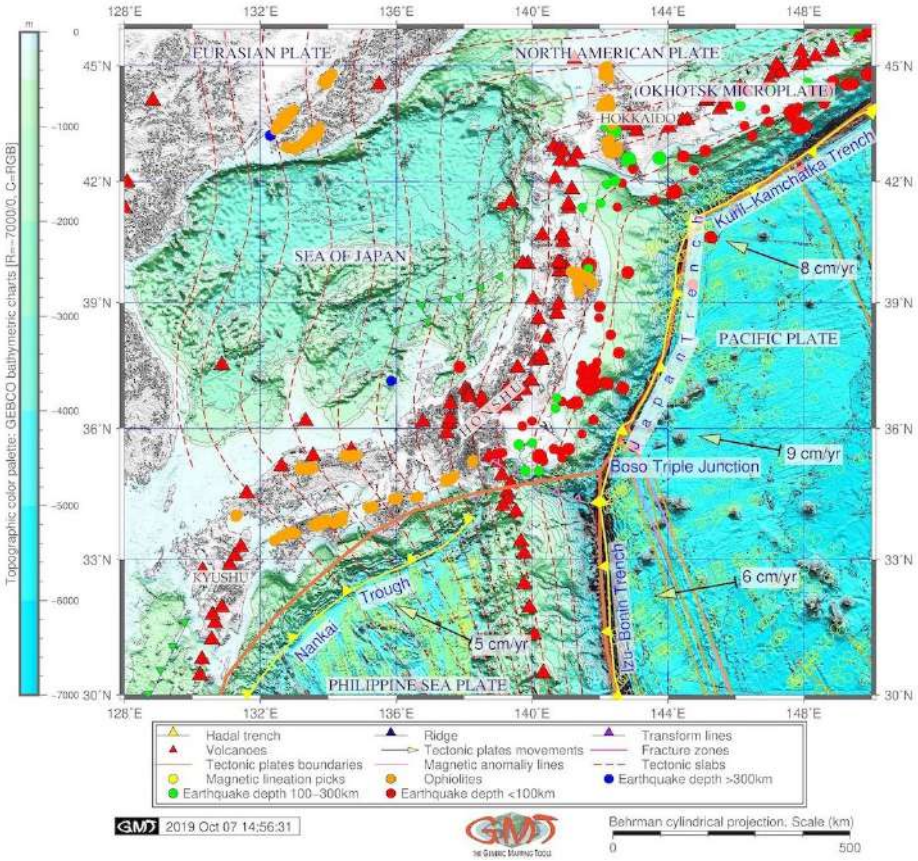


Рис. 30.

Установлено, что область ЯЖ представляет собой конвергентную зону, отмеченную интенсивными землетрясениями, что обусловлено деструктивными процессами в пределах окраины континента и Центральной котловины Японского моря [47]. Область ЯЖ принадлежит к тихоокеанскому сейсмическому поясу (т.н. «Огненное кольцо»), где сильные землетрясения возникают в областях седиментации на верхних преддуговых склонах [102].

Структура желоба представляет собой типичную систему «островная дуга-желоб». С точки зрения тектонической геоморфологии, такая система представляет собой вид подвижных поясов с характерным рельефом, сформированным под воздействием субдукции тектонических плит, активного вулканизма, повторяющихся землетрясений и орогенеза, отраженных в геолого-геофизической обстановке региона (Рис. 31). Геологическая сложность ЯЖ обуславливает высокую сейсмичность района, что хорошо изучено в различных работах [201; 131]. Геология Японской желобо-дуговой системы состоит из аккреционных призм, сформированных в период от юры до неогена и от неогена до четвертичного периода, представленных осадочными и вулканическими породами, что вызвано вулканизмом при открытии Японского моря в среднем миоцене.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

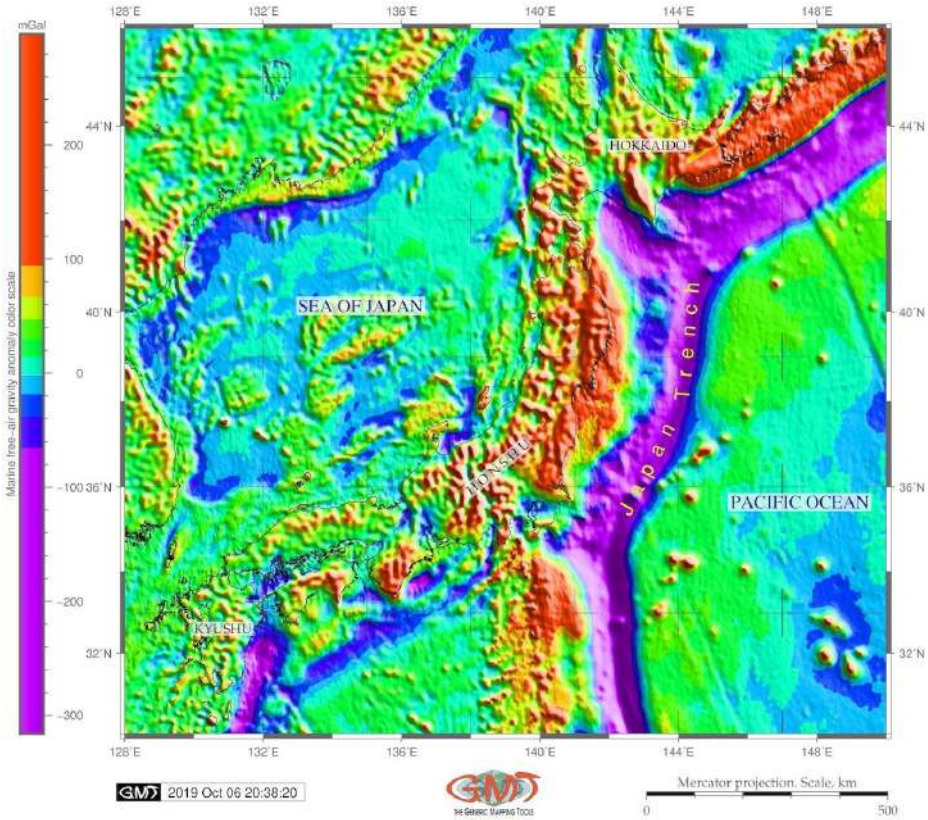


Рис. 31.

Гранитные породы мелово-палеогенового возраста обнажены в нескольких регионах ЯЖ, особенно на стороне преддуги. О высокой сейсмичности региона можно судить по нескольким крупным межплитным землетрясениям, повлиявшим на регион Тохоку вдоль ЯЖ в прошлом веке [355]. Поскольку ЯЖ расположен в зоне субдукции плит, землетрясения здесь относятся к крупнейшим и одним из наиболее разрушительных [218]. Множество открытых трещин на поверхностях диатомовых глинистых отложений океанических склонов характеризуют северный сегмент ЯЖ. Поверхность дна покрыта оксидами железа и марганца [211] и мелким пелагическим илом, содержащим преобладающие диатомовые водоросли, силикофлагелаты, радиолярии и спикулы губок, а также количество обломочного кварца и обломков золы.

Северная и южная части ЯЖ демонстрируют различия в геологических характеристиках с неоднородно распределенной сейсмичностью. Большинство землетрясений с магнитудой свыше 7 произошло в северной преддуговой части желоба. Например, землетрясение Тохоку-Оки 2011 г. является крупнейшим в преддуговом районе зоны субдукции северо-восточного региона Японии, к западу от ЯЖ [250; 209], вызвавшее разрушительное цунами с огромными разрушениями вдоль северо-восточного побережья Хонсю [52].

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Южная часть желоба сейсмически более спокойна: сильных землетрясений за последние века не зафиксировано, за исключением землетрясения Шиоя-оки 1938 г. Зона субдукции характеризует северную часть желоба. В буферном промежутке 60 км от оси желоба структура характеризуется более тонкодисперсными отложениями. Зона этой структуры между двумя тектоническими плитами отделяет сдвиг напряжения, который, в свою очередь, образуют асейсмическую зону. Сравнение двух разрушительных землетрясений: 1968 г. Токачи-Оки и Санрику-Харука-Оки 1994 г. показывает две различные неоднородности вдоль границы плит. на 40°10′с.ш., расположенном точно на южной границе двух землетрясений. Это хорошо иллюстрирует прямое воздействие тектоники плит, способствующее землетрясениям, которые естественным образом приводят к значительной деформации морфологии желоба. Это дополнительно объясняет совпадение фокальных областей и структуры с более низкими скоростями в нижней коре. Возможно, также имеет место субдукция цепи подводных гор под Тихоокеанскую плиту, что способствует созданию асимметричных форм рельефа. При глубоком погружении подводных гор они рушатся из-за механических воздействий водных масс, выделяющихся при их обрушении. В свою очередь, они также могут подниматься в мантию островной дуги и нижнюю кору. Это кратко иллюстрирует глубокую корреляцию тектонических и геологических процессов, способствующих формированию современной морфоструктуры желоба.

Сейсмические исследования показывают [238], что мелководные участки в районе землетрясения Тохоку претерпели значительные деформации, вызвавшие перемещение слоев пелагических глин. Основываясь на анализе соотношения прочности и температуры в существующих работах, глубокая сейсмичность ЯЖ, вероятно, является результатом пластической нестабильности с распределением землетрясений, что связано с распределением прочности и, следовательно, с минералогией плиты. Сложная реологическая структура образуется при субдукции плит из-за эффектов уменьшения размера зерна при фазовых превращениях. Быстро погружающиеся и, следовательно, относительно холодные тектонические плиты должны быть слабее, чем медленно погружающиеся теплые плиты. Не все сейсмические зоны в субдуцированных плитах являются непрерывными и некоторые более глубинные процессы происходят изолированно. Структура, магнетизм и динамика зон субдукции, продолжение малой скорости волны, высокое затухание (низкий Q) и сейсмически анизотропный клин обычно находятся на глубине около 400 км под задними дугами. Это можно объяснить стойкостью водной фазы на этой глубине и тем, что магнитные системы не

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

ограничиваются приповерхностными областями мантии. Корреляция также существует между обезвоживанием плиты, зарождением разрыва и провоцированием землетрясений.

2.19 Желоб Пюйсегюр

Желоб Пюисегюр (ПСГ) имеет протяженность около 800 км, от южной оконечности Южного острова до тройного сочленениея Маккуори (Рис. 32). Зона разлома Маккуори связана с Альпийским разломом, который характеризуется правосторонней направленностью. Граница разлома, разделяют ПСГ и северную часть желоба Кермадек [114].

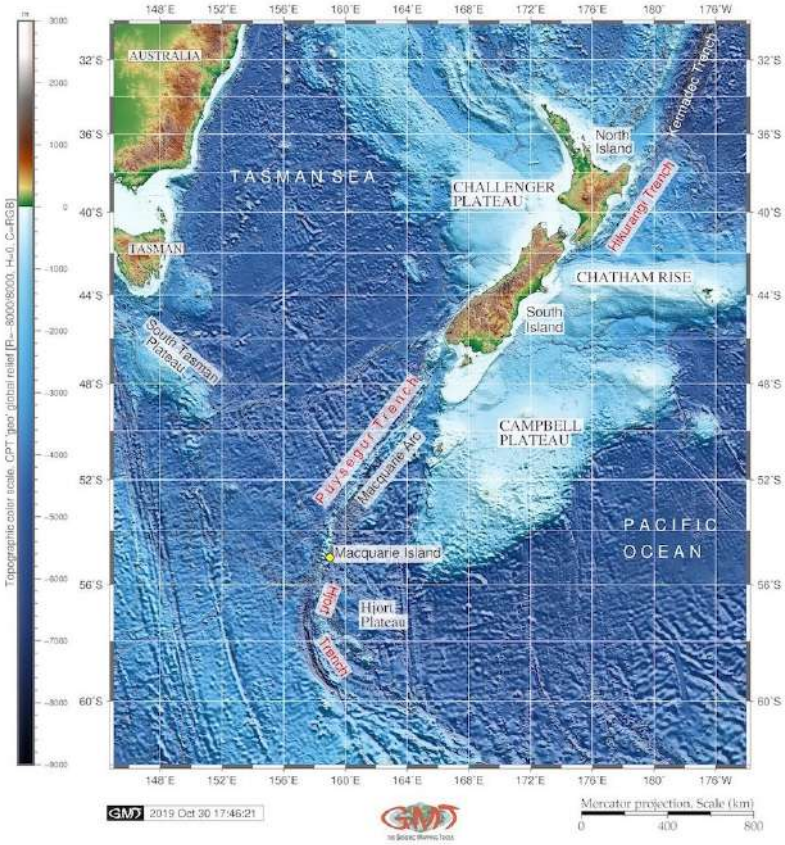


Рис. 32.

Комплекс хребта Маккуори Ридж (ХМ) представляет собой преимущественно поступательную структуру, обеспечивающую правостороннее движение между Австралийской и Тихоокеанской плитами и ПСГ, где Австралийская плита субдуцирует под юго-западным углом под Тихоокеанскую плиту. Граница плит к югу от Новой Зеландии проходит вдоль ХМ, который имеет решающее значение для понимания тектонической структуры региона. По сравнению с Хикуранги, Пайсегюр и Хьорт моложе (образован 168 млн лет назад), а также структурно менее развит. Индо-Австралийская плита пододвигается под банку Пюисегур и массив Фьордленд, образующий ПСГ. Желоб Хьорт продолжает ПСГ к югу от о. Маккуори. Он

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

представляет собой линейную топографическую депрессию к югу от о. Маккуори в юго-западной части Тихого океана. Желоб Хьорт расположен в области впадины, где граница плиты переходит от трансформируемой границы к сходящийся. Эта область показывает, как граница преобразования с почти вертикальным трансформным разломом становится областью наддвига. Самая глубокая точка Хьортского желоба около 6.3 км под уровнем моря. На востоке хребет Хьорт повторяет общую кривую желоба Хьорта, отделяя его от Плато Хьорт.

Уникальная тектоническая обстановка региона заключается в соединении двух зон субдукции: на севере (Окраина Хикуранги) и на юге (окраина Пюйсегюр), соединенных косой континентальной коллизией вдоль Альпийского разлома, расположенного на Южном острове Новой Зеландии. Это вызывает изменения в структуре его морфологии. Морфологическую структуру желоба также называют «ножницами субдукции». Субдукция ПСГ/Хьорт имеет очень наклонный (правосторонний) характер и направлена на юг. Субдукция Хикуранги направлена на северо-запад [111]. Следовательно, Южный остров оказывается «зажат» между «ножницами субдукции». Морфология глубоководных желобов представляет собой результат комплексного воздействия сложного ряда факторов, таких как океанографические, геологические и тектонические условия, которые в конечном итоге определяют существующие формы рельефа. Желоб Хьорта характеризуется наклонной геоидной аномалией зоны субдукции. Сильное землетрясение 1924 г. произошли в северной части желоба Хьорта, что указывает на механизм очага надвига и активную субдукцию молодой океанической литосферы под более старую океаническую литосферу. Частые сейсмические явления, чаще всего реже глубиной более 20 км, характеризуют транспрессию вдоль границы плиты. Южный сегмент Альпийского разлома на Южном острове продолжается в бассейне Тасманова моря и заканчивается в точке ПСГ. Индо-Австралийская плита погружается на восток через ПСГ под Тихоокеанскую плиту.

Геологические события во время тектонических исторических записей этого региона, такие как эоцен-олигоценовый рифтогенез, а также миоцен-четвертичный сдвиг, истончение земной коры в бассейне Соландера, развитие косые зоны субдукции в ПСГ, изучены путем обработки данных рельефа морского дна и интерпретации сейсмических и батиметрических профилей поперечного сечения [247; 248]. Также на образование рельефа оказывают воздействие эффекты минералогии слэбов и фазового химического состава на динамику субдукции (плавучесть, поле напряжений), кинематику (скорость субдукции и движения плит), упругость (деформация и скорость сейсмических волн), термометрия (эффекты скрытой

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

теплоты, изобарического перегрева) и сейсмичность (из-за нестабильности адиабатического сдвига), что обсуждалось в существующих работах [Bina et al. 2001]. Однако следует учитывать, что в реальности морфология рельефа желобов более сложны, чем представленные в моделях. Судя по всему, плиты могут прогибаться горизонтально в переходной зоне верхней мантии под некоторыми сходящимися краями, тогда как проникновение на более низкие глубины мантии может происходить и под другими сегментами островной дуги, что может указывать на различные типы субдукции через переходную зону верхней мантии и формирование желоба.

На морфологию глубоководного желоба оказывают влияние различные физические и химические процессы, что требует междисциплинарного подхода, что требует анализа таких данных как сейсмология, физика минералов, геохимия, петрология, структурная геология, механика горных пород и геодинамическое моделирование района желоба. Например, кинетика фазового превращения определяет плавучесть, скорость субдукции и, следовательно, тепловую структуру, причем последняя обратная связь влияет на кинетику. На реологию и динамику крупномасштабных тектонических плит влияют превращения минералов и их кинетика. Данные реологии мантийных минералов, хотя и имеют большое значение для процесса субдукции, трудно изучать экспериментально в связи с ограничениями связанными с данными о давлениях переходной зоны и нижней мантии. Повышение собственной плотности или вязкости с глубиной, а также фазовые переходы с отрицательным наклоном Клапейрона могут ускорять или задерживать глубинную субдукцию, оказывать воздействие на тектонические условия и движение плит на поверхности Земли. Эффекты субдукции пород земной коры при континентальной коллизии заключаются в следующем. При субдукции на глубине свыше 90 км. части континентальной коры быстро выходят на поверхность, таким образом обеспечивая выход минералов высокого давления в область желоба.

2.20 Желоб Хикуранги

Желоб Хикуранги (ЖХ) (иногда также называемый трогом) расположен на окраине Хикуранги, 500 км длиной, 480 км шириной, к северо-востоку от о. Северного (Рис. 33). Тихоокеанская плита здесь погружается под Индо-Австралийскую плиту в точке ЖХ; Индо-Австралийская плита погружается под Тихоокеанскую плиту в желобах Пюйсегюр и Хьорт. Две границы субдукции отмечены к западу от Новой Зеландии, а также правосторонний Альпийский разлом. Этот район характеризуется геологически сложной историей и современной наклонной субдукцией, зонные и субдукционные ножницами. Такая сложная

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

батиметрия демонстрирует значительные геоморфологические особенности, а также изменчивость между желобами Хикуранги, Пюйсегур и Хьорт: есть различия, вызванные формациями подводных гор и рельефа дна, препятствующего естественной кривизне желобов.

Топонимия ЖХ различается в существующих литературе из-за его специфической геоморфологии: в некоторых работах он упоминается как «желоб», например [149], в других работах - как трог, например [191; 220; 112]. Тектоническое положение ЖХ находится на южном конце 1000-километрового отрезка Тонга-Кермадек системы субдукции Хикуранги, где Тихоокеанская плита наклоняется на юг под Индо-Австралийскую плиту, а Индо-Австралийская плита, в свою очередь, имеет сдвиговое движение (4 см/год). По сравнению с желобом Кермадек, достигающим до 9000 м, ЖХ относительно неглубокий (ок. 3000 м).

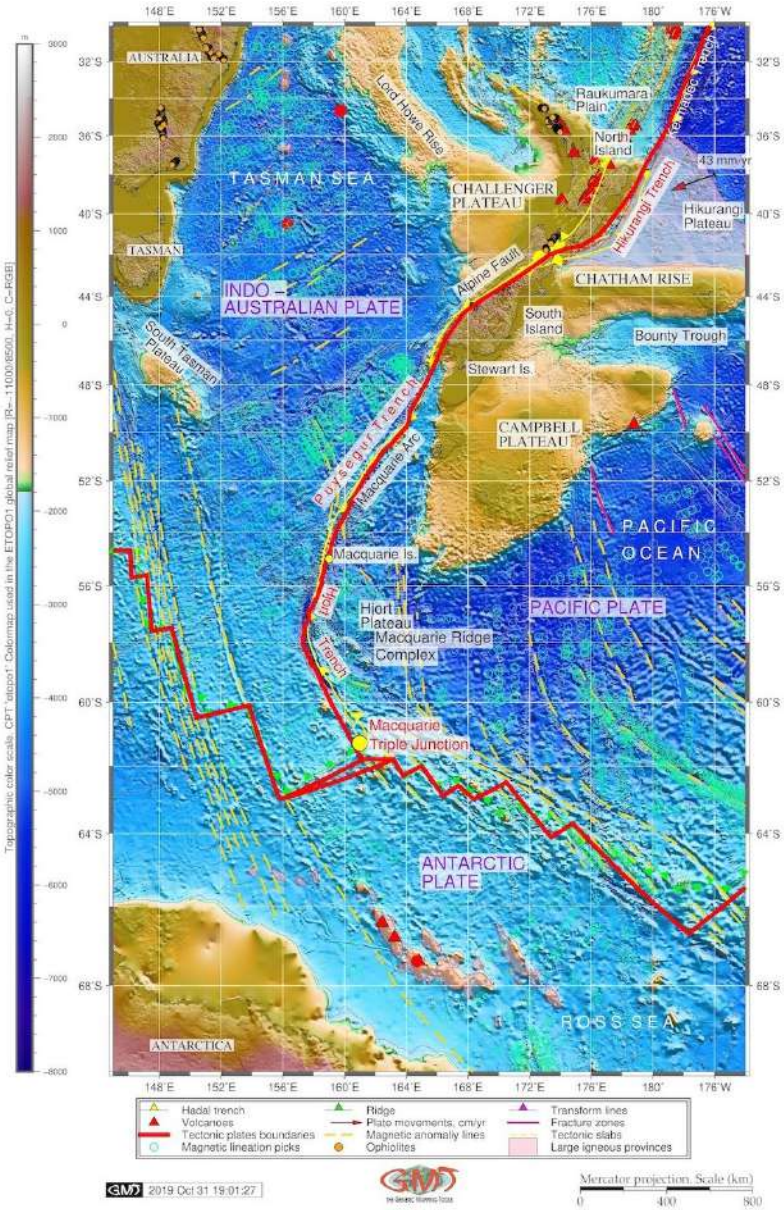


Рис. 33.

Тихоокеанская плита в этом районе наклоняется в точке ЖХ под пологим углом около 3° на протяжении не менее 100 км под желобом, а затем становится круче под Северным о. (Рис. 33) [Barker et al. 2009]. Альпийский разлом тянется субпараллельно западному краю ЖХ. Скорость субдукции на границе ЖХ зависит от общей тенденций с увеличением к северу: 34 мм/год на юге (к западу от желоба Баунти), 38 мм/год в его в центральной части (Северный о.) и 47 мм/год на севере (Северный о.). Образование ЖХ и зоны субдукции северо-западного района Хикуранги началась около 20 млн лет назад. Субдуцированная плита имеет хорошо выраженную

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

зону Вадати-Бениоффа и становится круче от мелких углов у поверхности до вертикальных на глубинах свыше 100 км [108].

Геофизические и геологические условия окраины Хикуранги меняются при движении вдоль желоба с юга на север. Интерсейсмическая связь сильна и глубока на юге, затем постепенно уменьшается к северу, где становится мелкой и слабой. Южный регион характеризуется аккреционным клином и тектоническим сжатием в преддуге. Северный регион отличается фронтальной субдукцией, эрозией, многочисленными подводными горами и слегка растянутой верхней плитой. Кинематика границы Хикуранги, изученная с помощью измерений глобальной системы позиционирования (GPS) поля горизонтальных скоростей показала изменения разломов вдоль окраины и тектонических изменений по часовой стрелке. Плато Хикуранги изначально составляло часть крупнейшего океанического плато на Земле, плато Онтонг Ява, в юго-западной части Тихого океана, а позднее отделилось.

Окраины Хикуранги и континентальный шельф Северного острова Новой Зеландии хорошо изучены с помощью различных методов: батиметрические, гидроакустические [112], анализ процессов активной тектоники. Палеогеографическая реконструкция области Хикуранги [220] с учетом эволюции его батиметрии были выполнены с использованием передовых методов термохронологии. На скорость и направление миграции желоба влияет множество факторов. К ним относятся соединение плиты с мантией, взаимодействие плиты с переходом мантии, геометрия плиты, кинематика, скорость деформации, температура, жидкость давление, механизмы деформации, а также реология мантии. Динамика плит является одним из наиболее важных факторов формирования, динамики и миграции желоба. Механизмы миграции желобов (отступление или продвижение) имеют решающее значение для характеристики движущих сил тектоники, и происхождения субдуцирующих слэбов в глубокой мантии и определения характеристик систем зон субдукции, которые являются одними из фундаментальных вопросов науки о твердой Земле.

Дальнейшие открытия в геологии разведки в ЖХ с особым вниманием к просачиванию метана и газогидратов в низлежащих отложениях относительно хорошо изучены (например, [239; 235]. В литературе имеются также исследования прошлых (голоценовых) субдукционных землетрясений, косейсмических прибрежных деформаций и цунами [121], что впоследствии в значительной степени повлияло на анализ морфологии окраины Хикуранги, образующей затопленные террасы [120].

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

ГЛАВА 3. МЕТОДОЛОГИЯ

Представленная диссертация вносит вклад в развитие методов анализа данных в геофизических и геоморфологических исследованиях, демонстрируя совместное использование GMT, Python, AWK, R и Octave/Matlab. Статистический анализ данных реализован с помощью алгоритмов машинного обучения (machine learning) для интеграции многомерных массивов больших данных (big data) статистическими пакетами R и Python, позволяющей выполнять анализ геоданных и правильный подбор оптимальных алгоритмов обработки. Полностью предоставленные программные коды делают это исследование повторяемым и доступным для других ученых. Применение методов программирования с открытым исходным кодом быстро заменило коммерческие технологии, что представляет GMT, Python и R эффективными инструментами для задач морской геоморфологии, геодинамике и геофизике морского дна. Это исследование способствует развитию технической реализации алгоритмов машинного обучения для эффективных обработка геоданных.

3.1 Данные

Данные, используемые в диссертации для моделирования и визуализации, включают растровые и векторные типы. Высококачественные геопространственные датасеты имеют решающее значение для анализа данных в большом исследовательском проекте. Важность входных данных объясняется тем, что их качество влияет на конечный результат: использование высокоточные данных с высоким разрешением позволяет получить достоверные результаты. Тем более это актуально для батиметрического и геоморфологического картографирования, где точность является ключевым фактором результатов исследования [343]. Т.о., выбор, оценка и интеграция соответствующих данных были начальным этапом диссертационного проекта.

Растровые данные включают батиметрические и топографические сетки.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Таблица 2 – Источники данных, типы и точность

№	Название данных	Источник	Тип и происхождение
1	ETOPO1, ETOPO5	NOAA	Разрешение 1 arc-min (угловой минуты) и 5 arc-min для ETOPO5
2	Global CMT Catalog	Harvard CMT	U.S.
3	Earth Gravitational Model of 1996 (EGM96)	National Geospatial Intelligence Agency (NGA)	Разрешение 15 arc-minute (угловой секунды)
4	GSHHGD	GMT embedded dataset	
5	GEBCO	BODC, IHO Data Center for Digital Bathymetry (DCDB)	Разрешение 15 arc-second (угловой секунды)
6	EGM-2008 , EGM-96	Pavlist et al. 2012, NASA	Разрешение 2.5 arc-monute (угловой минуты)
7	SRTM DEM	National Geophysical Data Center (NGDC)	NOAA, 15-sec DEM raster grid
8	Gazettier	International Hydrographic Organization (IHO)	IHO, U.S.
9	Global Volcanism Program (GVP) database	Smithsonian Institution	U.S.
10	IRIS	каталог сейсмичности и землетрясений	IRIS
11	Google Earth Pro	Keyhole, Inc.	U. S.
12	Geologic datasets (границы тектонических плит, линеаменты, желоба, офиолиты, вулканы)	Bird, 2003	SIO

На основе анализа карт ETOPO1 [98] для 20 желобов были выбраны подходящие участки для нанесения данных выборки на профили поперечного сечения. Визуализация геоида и гравитационных сеток проводилась на основе растровых данных CryoSat-2, Jason-1. Использование GEBCO, ETOPO1, SRTM позволили выполнить картографирование с высоким разрешением и пространственный анализ. Проект GEBCO, направленный на высокоточное картирование морского дна океана, зародился еще в начале 20-го века и регулярно обновляется. Обновление данных GEBCO проводится на основе батиметрических наблюдений исследовательских судов и гидрографических совещаний и поддерживают как точность карты GEBCO, так и актуальность топонимики подводных объектов. Другие наборы данных,

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

включают в себя SRTM, ETOPO1, ETOPO5. Однако, 15-секундное разрешение GEBCO определяет его более надежную точность по сравнению с другими растровыми данными. Поэтому использование GEBCO было основным при картографировании и выполнено с помощью скриптового инструментария GMT с использованием существующих методологий и технической документации, доступной как на GEBCO, так и на GMT [350]. Общие батиметрические карты были основаны на картографировании растров ETOPO1, SRTM и GEBCO. Качественные батиметрические данные ETOPO1 и ETOPO5 использовались и сравнивались для выполнения картографирования и геоморфологического моделирования.

Векторные данные включают глобальные слои береговых линий, континентов и береговых линий, встроенные в GMT и загружен с высоким разрешением (ASCII) и датасеты гравитации из репозиториев с открытым исходным кодом (USGS). Прибрежные границы на всех картах были на основе Глобальной самосогласованной, иерархической географической базы данных высокого разрешения (GSHHGD) для визуализации тематических геологических карт желобов. Сбор геоданных высокого разрешения был выполнен с веб-сайта USGS, доступных встроенных слоев GMT [351; 268] и геологических слоев из репозиториев Института океанографии им. Скриппса (SIO). Геологические очертания, хребты, вулканические пятна, тектоника морского дна, линии границ плит, скорость перемещений и зоны разрушения были картографированы с помощью использования модулей GMT и преобразованы в файлы изображений модулем GMT ’psconvert’.

3.2 Методика

Общая методическая схема представленного исследования представлена в Таблице 3. Традиционные методы морского геологического моделирования включают использование ГИС-обработки изображений, такие как, снимки Sentinel-2A, SPOT3, SPOT4, ENVISAT, Landsat TM [283; 290; 295] или создание карт и анализа геоданных, на основе данных, полученных в экспедициях [186; 188; 189; 240]. Традиционно методология исследований подводной геоморфологии поддерживаются программным обеспечением ГИС, в основном в области геологического моделирования. Методы дистанционного зондирования применительно к совершенствованию методов изучения рельефа морского дна непрерывно совершенствуются параллельно с развитием автоматизации и техническим совершенствованием алгоритмов [33; 50; 55; 73; 76]. Геоморфологические исследования используют моделирование ГИС и 3Д ЦМР для пространственного анализа.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Морфологический анализ формы рельефа желобов использует методологическую базу данных экспериментального моделирования, в сочетании с анализом пространственных данных с помощью ГИС. Другие примеры включают приложение снимков анализа временных рядов, морфологическое планиметрическое моделирование методами комбинированного наложения топокарт и спутниковых снимков.

Таблица 3 – Программы, использованные в работе и методика применения

№	Название	Тип	Методика
1	GMT	Картографирование (скриптовый подход)	• Картографирование, моделирование. • Разработка и написание скриптов. • Автоматическая оцифровка профилей по авторской методике. • Визуализация топографических карт, карт гравиметрии и геоида по модулям GMT. • Выбор и установка проекции (Меркатор, UTM, цилиндрическая, азимутальная и пр.) • Дизайнерская корректура карт (выбор цветовых палитр, шрифтов, подготовка макета, корректировка размеров и типа рисунка значков, толщины и цветов контура, насечки, цвета заливки, текстуры, прозрачность) • Конвертация PostScript в графический формат. • Послойное составление карт (растровые и векторные слои, обрабатываемые в каждой строке кода скрипта GMT по отдельности). • Сравнительный геопространственный анализ.
2	QGIS	Картографирование (геоинформационный подход)	ГИС-картография. Ручная оцифровка профилей плагинами. Визуализация карт с использованием меню QGIS. Конвертация атрибутивных таблиц в csv-формат. Обработка нативных слоев ArcGIS (shp-файлов). Визуализация и подготовка макета карты (layout)
3	AWK	Конвертация данных и форматирование таблиц	Обработка и форматирование таблиц
4	R	Статистический анализ данных	Моделирование, статистический анализ таблиц, построение графиков
5	Python	Статистический анализ данных	Моделирование, статистический анализ таблиц, построение графиков
6	Octave/ MATLAB	Визуализация данных	Моделирование, статистический анализ таблиц, построение графиков
7	BibLaTeX	Библиография	Обзор литературы
8	LaTeX	Верстка	Техническая верстка

По сечению профилей построенных на анализе больших массивов данных была проанализирована морфологическая структура желобов и представлена визуализация 3В топографии желобов для их сравнительного анализа. Визуализация использовалась для анализа процессов, приводящих к модификации русла желоба, влияющие на процессы динамики.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Предлагаемая методология моделирования морфологической вариации глубоководных желобов основана на анализе параметров (продольные и поперечные разрезы, вариации геофизических параметров, изменение глубины и ширины). Представленная диссертация делает акцент на использовании высокоуровневых языков программирования и подхода скриптовой картографии для обработки больших массивов данных, импортированных в GMT.

3.3 GMT

В качестве основного набора инструментов, использованный в этом исследовании выбран GMT с функциональностью модулей, описанной в соответствующей документации [349; 309]. GMT был использован для обработки растровых сеток, картографирования и автоматизированная оцифровка геоморфологических профилей По сравнению с традиционными ГИС, преимущества GMT заключаются в его высокой эффективности благодаря использованию скриптового подхода в процессе картографирования, а не графического интерфейса пользователя (GUI), а также наличие открытого исходного кода. Общая схема методики в GMT включала следующие шаги:

- Батиметрическое отображение GEBCO/ETOPO1, модулями GMT 'grdcut' и 'grdimage';
- Картографирование, визуализация и анализ морской гравитации и геоида;
- топографическое и гравиметрическое моделирование на основе данных ASCII;
- Использование модулей ’psbasemap’, ’psxy’, ’grdcontour’ для построения контуров;
- Трехмерное моделирование;
- Автоматизированная оцифровка ортогональных поперечных профилей модулем ’grdtrack’ вдоль выбранного сегмента желобов протяженностью 400 км, интервалом 20 км, с расстоянием 2 км между транзектами;
- Визуализация средних, медианных значений и построение трендов для профилей с помощью модуля 'trend1d';
- Описательный статистический анализ с помощью гистограмм.

В отличие от классической ГИС, GMT полностью основан на скриптовом подходе на основе UNIX с использованием командной строки без графического интерфейса. Таким образом, GMT не является классической ГИС. Используя многофункциональность GMT, скрипт использует многочисленные аргументы для тонкой настройки каждого картографического элемента: проекции, метки, направление на север, большие и

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

второстепенные сетки, заголовки, цветовые палитры, легенды, векторные элементы, аннотации, элементы карты (береговые линии, направленные розы, масштабные линейки) и т. д.

Функциональность подхода GMT заключается в его написании скриптов, когда отдельные функции для картографических объектов могут быть определены в каждой строке кода GMT. Каждая небольшая строка кода представляет собой ссылку на конкретный модуль GMT. Комбинированные вместе в виде последовательного скрипта, коды используются для картографирования. По сравнению с ГИС, преимуществом GMT является высокая картографическая функциональность, позволяющая полностью настраивать и улучшить эстетику картографических элементов: шрифты, толщину и шрифт линий, макет, большое разнообразие визуализация, построение графиков, моделирование, расширенные картографические модули (картографические проекции, моделирование, сетка обработка растровых данных), цветовые шкалы и др. [350]. Технические сложности, связанные с полным отсутствием GUI в GMT, а также его консольным подходом из командной строки окупаются его мощной функциональностью и отличной визуализацией. GMT совместим с командами Unix (cut, rm, echo) и библиотекой обработки геопространственных данных GDAL, что позволяет оперировать как растровыми, так и векторными данными, производить высококачественные карты и графику, имеет встроенные функции для описательного статистического анализа (гистограммы). Все это делает его одним из самых предпочтительных наборов инструментов для визуализации данных и картографии.

В качестве примера технологии картографирования морского дна с использованием скриптов GMT продемонстрирован сравнительный анализа 20 глубоководных желобов. Поскольку GMT является картографическим набором инструментов для создания скриптов, состоящим из модулей, для подготовки карт использовалось несколько основных модулей. Вспомогательные модули GMT были также использованы для картографической визуализации. Способы визуализации данных модулями GMT включают профили поперечного сечения, топографическое моделирование, тематическое геологическое картирование, моделирование геоида и гравитационных полей. Ряд модулей GMT (grdhisteq, pscoast, pshistogram, pstext, gmtset, gmtdefaults, grdcut, makecpt, grdimage, psscale, grdcontour, psbasemap, nearneighbor, gmtlogo, psconvert) использовался для визуализации, моделирования и отображения характеристик морского дна, а также текстуры и формы профилей поперечного сечения. Модуль gmtinfo использовался для получения информации о таблицах данных из растровых сеток. Вспомогательные модули GMT использовались для обработки технических данных,

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

например ’gmtwhich’, чтобы найти полные пути к указанным файлам в командной строке, модуль ’gmt.conf’для определения конфигурации параметров GMT.

Интерпретация топографических профилей, отбор геологических проб, гравитационное моделирование и статистический анализ также был создан с помощью набора инструментов скриптов GMT. Комбинация модулей GMT была применена для моделирования, анализа, сравнение и визуализации изменений геоморфологии желобов. Подход машинного обучения GMT использовался для автоматического построения графиков, визуализации, моделирования, картографирования и интерпретация желобов, Последовательное использование модулей GMT позволили получить более полное представление об их геоморфологической форме и сравнить точность данных в интерпретации, основанные на концепции скриптов, использованные при визуализации поперечных разрезов.

Методология автоматического прочерчивания поперечных профилей, использованная в этой диссертации, оказалась успешной. Машинные автоматизированные средства визуализации и построения геоморфологических моделей, применяемых для батиметрии желобов позволили свести к минимуму ручную картографическую рутинную работу и обеспечить выполнение большого объема работ (20 желобов). Использование GMT позволяет автоматически оцифровать профили, а затем выполнить статистический анализ путем построения гистограмм и трендов моделей для анализа формы профилей с использованием математических моделей аппроксимации линий. Несколько модулей GMT были также протестированы и применены для картографической визуализации гравиметрии, модели геоида, топографического картографирования, геоморфологического моделирования и статистического анализа данных.

Иные существующие автоматические методы картографической оцифровки включают, например, Autotrace [333] или программное обеспечение для батиметрического картографирования, Hydrosweep DS-2, CARIS HIPS, GMT во многом управляется разработанными алгоритмами машинного обучения. Применение искусственного интеллекта (ИИ) в картографической рутине, значительно минимизирует ручную работу и субъективность, и наоборот, увеличивает общую точность обработки данных и визуализации. GMT предлагает продвинутые решения в картографической автоматизации моделирования поперечных сечений на основе машинного обучения методом автоматической оцифровки, в результате которой были построена серия профильных разрезов 20 желобов Тихого океана.

Применение методов GMT для картографирования желобов позволило смоделировать профили поперечного сечения для геоморфологического анализа и визуализировать их

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

морфологические параметры. Каждый желоб отличался специфической геоморфологической формой подводного рельефа, геологическими особенностями субстрата, сложностью локальных тектонических условий и особенностями исторического развития движений литосферных плит в этой области. Максимальные глубины в сегментах желоба, полученные по оцифрованным сеткам GEBCO и ETOPO1 были использованы для сравнительного статистического анализа и отображены на гистограммах.

3.3.1 Батиметрическое картографирование

Анализ морфоструктуры океанических желобов по батиметрическим данным основывается на крупномасштабном 2Д и 3Д картографировании. Очерченные изолинии позволяют интерпретировать крутизну и градиент желобов, что требует определенной картографической интерпретации. Батиметрические данные с высоким разрешением важны для визуализации формы желоба в разрезе и четкого определения его морфологии. Топографические карты низкого разрешения (например, ETOPO5) могут снизить точность, поэтому ETOPO1 и GEBCO сетки набора данных были выбраны для картографирования. ETOPO1 была смоделирована с использованием модуля grdimage GMT для 3Д визуализации. Модули psbasemap, grdcontour использовались для отображения элементов базовой карты (например, контуров земли, геоида и батиметрия, сеток и названия) на батиметрических картах. Каждый модуль состоит из небольшой строки кода. Объединенные вместе в виде скрипта, они использовались для создания и визуализации карт. Например, GMT модуль grdimage был основным, который использовался для картографирования батиметрической сетки с использованием кода GMT:

gmt grdimage GEBCO_2019.nc -Cmyocean.cpt -R120 / 134/20/33 - JM6i -P -I + a15 + ne0.75 -Xc -K> $ ps Например, в случае региона Тонга-Кермадек команда -R использовалась для выборки части изображения по заданным координатам: -R140/195/-50/-5 из всей сетки. При этом южное полушарие имеет отрицательные координаты. Цветовая палитра была создана с помощью модуля 'makecpt' из доступной 'geo' палитры, настроенной в соответствии с диапазоном данных (например, район Тонга-Кермадек с топографией от -11000 до 4500. Для картографических проекций в большинстве случаев была выбрана традиционная проекция Меркатора, которая была настроена используя следующую команду: ’-JM6i’, что означает проекцию Меркатора с шириной карты 6 дюймов; '-P' означает портретную ориентацию; ’-K’ означает продолжение скрипта. Легенда в левой части батиметрических карт была добавлена с

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

использованием модуля 'psscale' следующим фрагментом кода (ниже пример для региона Кермадек, карта 2.5.1):

gmt psscale -Dg131 / -50 + w14.8c / 0.4c + v + o0.3 / 0i + ml Rtkt_relief.nc -J -Cmyocean.cpt –FONT_LABEL = 8p, Helvetica, dimgray –FONT_ANNOT_PRIMARY = 5p, Helvetica, dimgray -Baf + l «Топографическая цветовая шкала» -I0.2 -By + lm -O -K »$ ps Для случая Среднеамериканского желоба батиметрическая карта была визуализирована с использованием последовательности модулей GMT: модуль ’grdcut’ для выборки нужного региона из глобальной сетки earth_relief_01m.grd путем выбора координат -R263/278/7/17, а затем модуля ’grdimage’ для визуализации самой сетки. Затем несколько вспомогательных модулей использовались как для картографических целей (цветовая шкала, масштабная линейка, роза ветров, отметки и линии сетки), так и для дополнительных элементов карты (логотип GMT) с использованием доступных технологий [344].

Векторные слои береговой линии были получены из существующих датасетов GMT: тектоника, батиметрия, геоморфология и геология. Для визуализации масштабной линейки на картах использовались модули GMT psconvert, psscale, модуль GMT logo был использован для добавления логотипа GMT под картами, модуль pstext GMT использовался для добавления аннотаций на карты, модуль psxy – для построения геологических линеаментов и точек отбора проб. Батиметрические данные представлены в виде планов и наклонных сеток с затененным рельефом, чтобы выделить основные отчетливые формы рельефа дна, отображены с помощью скрипта.

Картографическая функциональность GMT оценена путем технической визуализации созданных карт, модели и графики, а также протестированы различные картографические проекции. В этом исследовании, следуя различным картографическим методам построения карт использовались проекции: Меркатора, псевдоцилиндрическая равновеликая Mollweide, равновеликая псевдоцилиндрическая Eckert IV, азимутальная равноплощадная Ламберта, наклонная проекция Меркатора, ортографическая азимутальная проекция, поликоническая проекция, цилиндрическая равновеликая Галл-Петерса, поперечная цилиндрическая Меркатора. Коническая равновеликая проекция Альберса для карты с оцифрованными линиями профиля. В результате проведен морфологический и морфометрический анализ батиметрических карт желобов с использованием систематического промера для обоснования положения их морфологии.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

3.3.2 Сейсмическое картографирование

Механизмы FOCAL были картографированы с использованием модуля GMT 'psmeca', который считывает значения набора данных. из файла ASCII и генерирует код PostScript, отображающий механизмы фокусировки. Центроидный момент тензорных решений показан для землетрясений с малыми глубинами с Mw <10 по окраинам Филиппинского моря. с 1976 по 2010 гг. Землетрясения вдоль зоны субдукции тектонической плиты показаны с использованием данных от Global CMT Project с представленным фрагментом (Таблица 4).

Таблица 4 – Фрагмент таблицы землетрясений в р-не Минданао/Лусон в 1976/1977 гг

Код местоположения	**Дата**	**Центроидное время**	**Широта °с.ш.**	**Долгота °в.д.**	**Глубина**	**HD***	**CHT****
021576a Филиппины	1976/2/15	1:54:30.3 GMT	13.12	126.02	15.6	4.2	7.2
060776a о.Лусон	1976/6/7	7:36:0.3 GMT	14.23	125.07	24.4	4.8	4.9
081676b о. Лейте	1976/8/16	16:11:58.7 GMT	7.07	123.75	33.0	21.7	51.4
081776a о. Лейте	1976/ 8/17	1:11:16.5 GMT	10.08	126.10	47.3	2.6	6.3
081776b Минданао	1976/8/17	4:19:39.8 GMT	7.14	123.01	15.0	8.7	12.5
092976a Минданао	1976/9/29	21: 2:31.5 GMT	6.61	124.24	15.0	1.8	-1.2
110776b Минданао	1976/11/7	17: 9:13.7 GMT	8.35	126.86	42.1	6.2	7.6
112276a Минданао	1976/11/22	4:22:20.7 GMT	7.03	123.58	60.0	3.0	-4.6
121476a о.Рюкю	1976/12/14	16: 6:49.2 GMT	28.12	130.64	15.0	3.8	4.8
010177c о. Хонсю	1977/ 1/1	11:33:45.9 GMT	30.62	136.80	476.5	1.8	4.3
010777b Тайвань	1977/1/7	19:36:48.6 GMT	20.78	120.01	10.0	2.5	1.7
010877a о. Лусон	1977/1/8	6:41:10.9 GMT	15.77	122.73	13.3	1.6	6.8
011577a Филиппины	1977/1/15	10:49: 8.8 GMT	12.80	126.06	32.9	2.2	3.0
011777a о. Бонин	1977/1/17	6:23:40.7 GMT	26.40	142.74	13.9	3.4	4.6
011977b Минданао	1977/1/19	13:54: 9.8 GMT	5.01	126.56	50.1	4.8	5.3
012077a Минданао	1977/1/20	20:51:17.2 GMT	8.00	122.70	41.8	2.3	2.3
022777a Марианские о-ва	1977/ 2/27	GMT 18:34:15.0	18.21	145.30	592.6	2.1	6.5
022877b о. Минданао	1977/2/28	GMT 1:50:38.7	8.87	127.01	55.8	2.3	6.8
030277b о.Минданао,	1977/3/2	GMT 9:53:26.4	6.62	123.53	33.4	6.0	3.2

* – Полупериод. ** – Время Гипоцентра Центроида

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Механизмы очагов отражают общепринятую теорию очаговых глубин землетрясений, показывая глубин от поверхности до очага землетрясения (гипоцентра). Датасет содержит значительные количество неглубоких землетрясений с глубиной очага в несколько десятков км (чаще всего <50), промежуточных землетрясений с глубиной очага от 70 до 200 км, а также несколько землетрясений с глубокой фокусировкой, достигающей глубин> 500 км. Очаги самых сильных землетрясений Филиппинского моря сосредоточены в коре и верхней мантии, то есть берут начало в мелководных частях недр Земли. Исходный набор данных решений механизма фокусировки взят из Global CMT каталога, ранее известного как Гарвардский каталог CMT. Технические параметры устанавливаются следующим образом (Таблица 5): • Моментная величина (Mw) <10; • Магнитуда поверхностной волны (Ms): <10); • Величина объемной волны (МБ): <10; • Периодичность данных: 1976–2010 гг.

Таблица 5 – Тензор сейсмического момента и магнитуда землетрясений в р-не Минданао/Лусон в 1976/1977 гг.

K*	**Moment Tensor**		**Mw***	**Mb***	**Ms*****	**SM******	**F P1 *******	**F P2 ********
021576A Филиппины	Expo=25 -5.140 3.270 1.860 -1.560 0.510 -4.690		6.5	6.1	6.1	6.47e + 25	322/39/-73	121/53/-104
060776A Лусон	Expo=25 -0.930 5.570 -4.630 -1.810 2.820 -5.740		6.5	6.1	6.4	8.35e+ 25	249/67/180	339/90/23
081676B Минданао	Expo=27 9.330 0.240 -9.570 1.450 -3.340 4.330		8.0	6.4	7.9	1.09e+ 28	341/35/92	158/55/-89
081776A Лейте	Expo=25 -1.250 0.390 0.860 -0.500 0.070 -0.570		6.0	6.0	5.7	1.34e+ 25	340/39/67	131/55/-108
081776B Минданао	Expo=26 -1.220 5.310 -4.100 -1.920 1.330 2.110		7.1	6.2	6.8	5.71e+ 26	214/64/-172	120/83/-26
081776B Минданао	Expo=24 -4.620 2.220 2.400 -0.530 -1.810 1.870		5.7	6.0	5.4	4.78e+ 24	232/35/-76	34/56/-100
110776B Минданао	Expo=26 1.540 0.230 -1.770 0.990 0.610 -0.170		6.8	6.0	6.8	2.03e+ 26	162/39/49	30/62/118
112276A Минданао	Expo=23 2.030 4.260 -6.290 1.780 2.020 0.220		5.1	6.0	0.0	6.07e+ 23	136/59/14	38/78/148
121476A Рюкю	Expo=25 -4.160 2.940 1.230 -2.490 0.330 1.350		6.4	6.3	6.2	4.62e+ 25	230/33/-114	78/61/-75
010177C Хонсю	Expo=24 -0.324 0.799 -0.475 1.014 -0.356 0.401		5.4	5.2	0.0	1.34e+ 24	33/32/-163	289/81/-59

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

010777B Тайвань	Expo=24 -3.009 -0.044 3.054 1.185 -2.128 -0.023		5.7	5.7	5.1	3.88e+24	194/29/-62	343/65/-105
010877A Лусон	Expo=23 6.364 2.443 -8.807 1.626 -1.176 2.219		5.2	5.3	0.0	8.16e+23	8/43/118	152/53/67
011577A Филиппины	Expo=24 -1.842 1.248 0.594 -0.737 0.570 -1.652		5.5	5.6	4.6	2.41e+24	311/34/-88	128/56/-91
011777A Бонин	Expo=24 4.813 0.539 -5.352 0.757 4.521 0.467		5.8	5.6	5.6	6.87e+24	164/25/71	5/66/99
011977B Минданао	Expo=25 1.646 -0.866 -0.781 -0.990 0.267 1.834		6.2	5.8	5.9	2.45e+25	161/40/130	293/61/62
012077A Минданао	Expo=24 0.044 1.453 -1.496 0.517 0.947 1.691		5.5	5.4	4.9	2.49e+24	111/65/3	20/87/155
022777A Марианские о-ва	Expo=24 -1.502 -0.378 1.880 -0.671 -0.473 -0.742		5.5	5.0	0.0	2.04e+24	136/48/-132	10/56/-53
022877B Минданао	Expo=24 2.750 -1.458 -1.292 0.444 -0.274 0.678		5.5	5.7	0.0	2.46e+24	313/39/92	130/51/88
030277B Минданао	Expo=25 3.195 -3.570 0.375 0.728 -1.526 2.261		6.4	6.1	6.1	4.34e+25	271/41/53	135/58/117

К* – Код местоположения. * Moment magnitude (Моментная величина, Mw); ** Body wave magnitude, Величина объемной волны (МБ); *** Surface wave magnitude (Величина поверхностной волны, Ms); **** SM: Scalar Moment, Скалярный момент; ***** Fault Plane (FP); ****** удар / падение / скольжение.

В то время как магнитуды - это широко понимаемое понятие, описывающее энергию землетрясения в логарифмической шкале, некоторые технические детали представлены в Таблице 4 и Таблице 5, используемых для отображения скоростей, задавая и интерпретируя величины. Представленная в 30-х г.г. шкала Рихтера является наиболее известной шкалой для измерения магнитуды землетрясений L-волн (Поверхностные волны), создающих самые сильные возмущения в верхних слоях Земли, которая вычисляется по следующей алгебраической формуле 3.3.2: MC = log1 0 (A = T) +1: 66 log1 0 (D) +3: 30 (3,1),

где T - измеренный период волны, а D - расстояние в радианах. Напротив, землетрясения, происходящие глубоко под землей, не вызывают больших поверхностных волн. Следовательно, величина объемной волны (Mb) масштабируется на основе сейсмических волн. Величина объемной волны (мб) измеряется на основе максимальной амплитуды A посредством формулы 3.3.2: Mb = log1 0 (A = T) + Q (D; h) (3.2) где T - измеренный период волны, а Q - эмпирическая функция фокальной глубины h и расстояние D до эпицентра. Величина момента (MW) основана на надежных физических и математических разработках. путем преобразования

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

сейсмического момента с использованием формулы, откалиброванной для согласования с МС в большей части ее диапазона. Остальные параметры принимаются по умолчанию.

Данные были обработаны модулями GMT ’psvelomeca’ и GMT ’psmeca’ и результаты протестированы. В результате был выбран модуль GMT ’psmeca’ (причина в совместимости с GMT версии 5.4.5). Фокальные механизмы выводятся из решения тензора момента землетрясений, где оценивается анализ наблюдаемых форм сейсмических волн.

Технически, тензор сейсмического момента (Гарвардский CMT) был построен с помощью модуля 'psmeca', используя следующий фрагмент кода GMT: gmt psmeca -R CMT.txt -J -Sd0.5 / 8 / u -Gred -L0.1p -Fa / 5p / it -Fepurple -Fgmagenta -Ft -W0.1p -Fz -Белый -O -K >> $ ps Масштаб (0,5) был настроен на масштаб радиуса «мяча», который пропорционален величине землетрясений. Здесь ’-Sd0.5/8/u’ подразумевает масштаб, размер метки и размещение аннотации под «мяч». Заполнение квадрантов определялось параметром -E; -L параметр определяет рисунок контура «мяча» 0,1 пт. Затененные квадранты сжатия очагового механизма отображены функцией -Gred. Параметр –Fa/5p/it использовался для отображения размера, P_axis_symbol и T_axis_symbol, для вычисления и построения осей P и T с символами (выбранный обратный треугольник (i) и треугольник (т)).

Фокальные механизмы, представленные как общепринятые в геофизических картах, показывают изображение нижней половины фокальной сферы, если смотреть сверху на очаг землетрясения эпицентра и соответствующие зоны сжатия и расширения. На основе датасета включающего в себя P-волны и продольные волны сжатия, графическая модель показывает красные области "мячей" в виде движения вверх, то есть движения сжатия, а белые области - движение вниз, расширение. Для определение геологической информации, такой как разрыв земной поверхности, изображены две узловые плоскости, разлом и вспомогательные. Например, вспомогательная плоскость пересекает линию разлома между кругом и центром "мяча" с общим правилом, что чем ближе перекресток к центру, тем больше доминирует сдвиг.

Увеличение кривизны пересекающихся полушарий означает меньшую глубину падения. Плотность узловой плоскости измеряется в градусах по окружности от севера до линии пересечения узловой плоскости. На основе существующей классификации показаны различные решения фокальной плоскости: 1) Нормальный разлом, простирающийся на север с падением на восток и запад приблизительно 45° 2) Косой разлом, с правым или левым боковым и обратным скольжением; 3) Косой сброс, преобладающий обратный сдвиг, с некоторым

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

правым/левым боковым; 4). косой разлом с преобладанием сдвигов, ориентация ок. N°40W/70°W (справа/слева) или N35°E/70°E (левый/правый боковой).

На карте землетрясений показаны основные гипоцентры и значения магнитуды по цвету и размеру кружков, соответственно. Карта построена на основе бюллетеня ISC-EHB, наложена на карту Google Earth в виде файла на языке разметки Keyhole Zipped (KMZ), который является расширение файла метки, используемого Google Earth Pro. Географические координаты включают XYZ компоненты в десятичных градусах, определенные Всемирной геодезической системой 1984 года (WGS84). Интерпретация карты следующая. Размер круга показывает значения величины землетрясений, цвет показывает глубины гипоцентров, в км (от красного: 0 до темно-синего / черного:> 600). Датасет из нескольких источников, применяемый для сейсмического картографирования, включает компиляцию GEBCO, ETOPO1, Источники ETOPO5, CMT, EGM96, GVP и GSHHGD. Комбинированные исследования сейсмических и тектонических обстановок (механизм очагов землетрясений, скорость, геологические очертания), вулканическая активность и общая топография морского дна океана имеет важное значение для понимания сложных батиметрических и геоморфологических структур желобов в бассейне Филиппинского моря.

3.3.3. Сглаживание гистограмм растровых изображений

Интерполяция сеток для GEBCO и ETOPO1 была улучшена за счет использования модулей ‘grdgradient' в 'grdhisteq' на примере желобов Хикуранги, Хьорт и Пайсегюр. Выравнивание гистограммы было выполнено модулем GMT 'grdhisteq' для улучшения визуализации различных диапазонов при сравнении двух сеток (ETOPO1 и GEBCO) в зависимости от частоты распределения данных. Были созданы четыре под-графика, чтобы найти сетку разделения значений файлов в патчах равной площади. Модуль grdhisteq выполняет выравнивание гистограмм растровых изображений. Используя ’grdhisteq’, значения данных ASCII делят диапазон исходных растровых данных на сегменты ячеек. Аргумент -C16 определяет 16 ячеек. Результирующий растр имеет равную область на изображениях. Используя модуль GMT 'makecpt', карта была отображена в соответствии с фактическими батиметрическими значениями с помощью следующего кода: gmt makecpt -Crainbow -T-9000/3000> t.cpt. Объяснения для участка с четырьмя картами выглядит следующим образом:

1. Вверху слева: исходная карта (вверху слева) визуализирует исходный растр (искусственная палитра cpt) для выделения перепадов высот;

2. Вверху справа: выравниваемая растровая сетка;

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

3. Внизу слева: нормализованная растровая сетка, полученная с использованием аргумента -N, который обозначает выход по Гауссу, используется чтобы получать данные с плавным распределением Гаусса. При этом использовались стандартные баллы для нормализации сетки.

4. Нижний правый угол: квадратичное выравнивание.

Подграфик в правом нижнем углу представленных рисунков 3.3.7 и 3.3.8 показывает квадратичное выравнивание, построенное с использованием следующего фрагмента кода: gmt grdhisteq hpt_relief.nc -Gout.nc -Q. Здесь используется аргумент -Q для выравнивания квадратичной гистограммы, в отличие от линейной по умолчанию. Аргумент -T-9000/3000 означает диапазон топографических высот. Изображение было визуализировано с помощью модуля grdimage следующим фрагментом кода: $ gmt grdimage hpt_relief.nc -I + a45 + nt1 -Ct.cpt -JM3i -Y6i -K -P -Bpxg5f5a10 -Bpyg4f2a8 -Bsxg5 -Bsyg4 -BWSne> $ ps В этом коде аргумент -Ct.cpt передает cpt, созданный на предыдущем шаге, для визуализации; ’-JM3i’ аргументы объясняют проекцию Меркатора шириной 3 дюйма; '- Y6i' показывает карту с 6 дюймах от предыдущеей по оси Y; Аргумент ’-K’ относится к продолжению кода. В аннотация была добавлена с помощью Unix 'echo' prog: echo 172 33. Original ”jgmt pstext Rhpt_relie f: nc -J -F + jBL+f12p -TGwhite@10 Dj0:1i -O -K >> $ ps.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

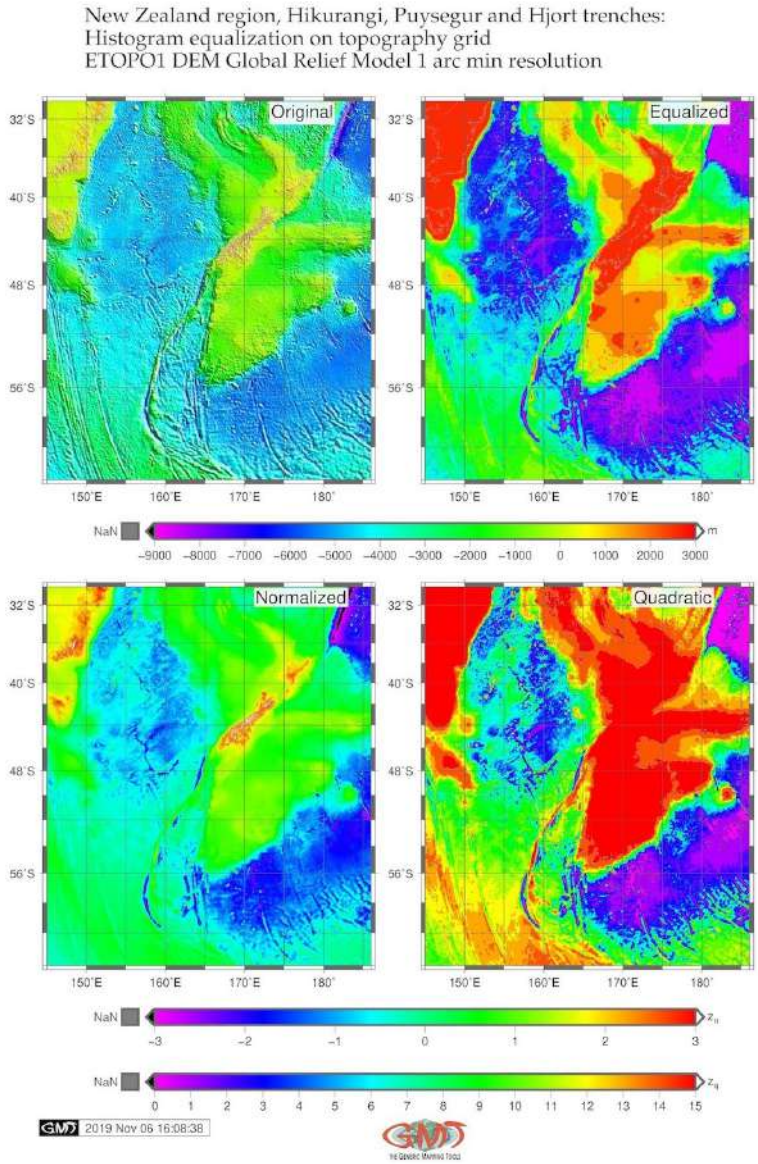


Рис. 34.

Модуль 'grdhisteq' GMT позволяет сглаживать растровую сетку со статистикой на основе функции кумулятивного распределения данных, т. е. пикселей в растре (Рис. 34). Это означает, что после применения модуля grdhisteq выходной растровый файл имеет относительные отметки в тех же пикселях растра, что и во входном файле (т.е. x, y). Однако значения изменены, чтобы отразить их местоположение в совокупном распределении со ссылкой на исходный входной файл. Это иллюстрируется принципом выравнивания топографических сеток модулем GMT ’grdhisteq’, как показано для ETOPO1 и GEBCO, соответственно. Разницу в интенсивности сеток для GEBCO и растровые сетки ETOPO1 можно ясно увидеть на под-графике 4 в квадратичном выравнивании. Сетка была сглажиена перед использованием путем применения модуля 'blockmean' GMT: он интерполировал исходные значения в таблице по

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

алгоритму сглаживания. Также были протестированы два других модуля: 'blockmedian' и 'Blockmode' в качестве пре-процессов перед интерполяцией поверхности, чтобы избежать наложения в сетке.

Эффект от использования различных алгоритмов выравнивания гистограмм был исследован с использованием подзаголовков для данных на GEBCO и ETOPO1, охватывающих исследуемую территорию для трех желобов. Выравнивание сжатия для батиметрических сеток было проведено в сравнении для четырех сеток: исходной, уравненной, нормализованной, квадратичной согласно использованным алгоритмам. Результаты этого шага отображает визуальная сводка выравнивания сетки по различным алгоритмам GMT. Единая палитра по всем сеткам набора растровых данных была применена для лучшего сравнения. При этом видны различия между рассчитанными значениями при квадратичной коррекции на ETOPO1 и GEBCO из анализа выравнивания гистограмм. Примечательно, что существуют вариации в значениях сеток, полученных в зависимости от использованных методов: уравненные, нормализованные, квадратичные алгоритмы. Это означает, что метод заслуживает дальнейшего изучения и использования. На примерах выше показано влияние использования различных алгоритмов, меняющихся в зависимости от выравнивания сеток набора растровых данных.

3.3.4. Геологическое картографирование

Геологическое картографирование основано на использовании последовательности модулей GMT. Особое внимание при этом было уделено картографированию геологических линеаментов, разломов, желобов, протяженность, расположению больших магматических провинций (LIP), вулканических точек и землетрясений. Различная глубина землетрясений представлена разным цветом, а также зоны трещинноватости, офиолиты, магнитные аномалии и расширение тектонических плит.

На тематические геологические карты были добавлены слои с геологическими объектами (линии и точки). Построение векторных элементов на карте было сделано командой ’-W’. Каждый код сохраняется в первоначально созданный файл с помощью команды »ps. Первое упоминание этой команды идет с одной скобкой, например ’> $ps’. Затем все элементы, добавленные на карту, накладываются одинаково и добавляются в скрипт. В этом подходе есть определенные сходство со слоями ГИС и последовательность кодов во всем скрипте GMT. Исходные файлы с расширением gmt (например, ridge.gmt) представляют собой таблицы с данными атрибутов (координаты и значения) в собственном формате GMT. Модуль GMT psxy использовался для добавления аннотаций на карты, построения геологических линий и точек

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

отбора проб. Модули psbasemap и grdcontour GMT были использованы для отображения элементов базовой карты: контуров батиметрии, сеток, заголовков и подзаголовков.

3.3.5. Моделирование геоида

Модель геоида (Рис. 35) представляет собой сложную аппроксимацию поверхности Земли, рассчитанную по определенной математической функции, которая зависит от различных геофизических явлений, таких как приливы, послеледниковое поднятие суши, изменения уровня моря, полярный дрейф и других параметров. Геоид представляет собой математическую форму поверхности океана на Земле с единственным влиянием гравитации и вращении при отсутствии других влияний (например, ветров и приливов). Смоделированный геоид представляет собой сглаженную, но неровную поверхность с визуализированной формой в результате неравномерного распределения массы на поверхность Земли. Модель геоида была проанализирована для определения геофизических свойств области исследования.

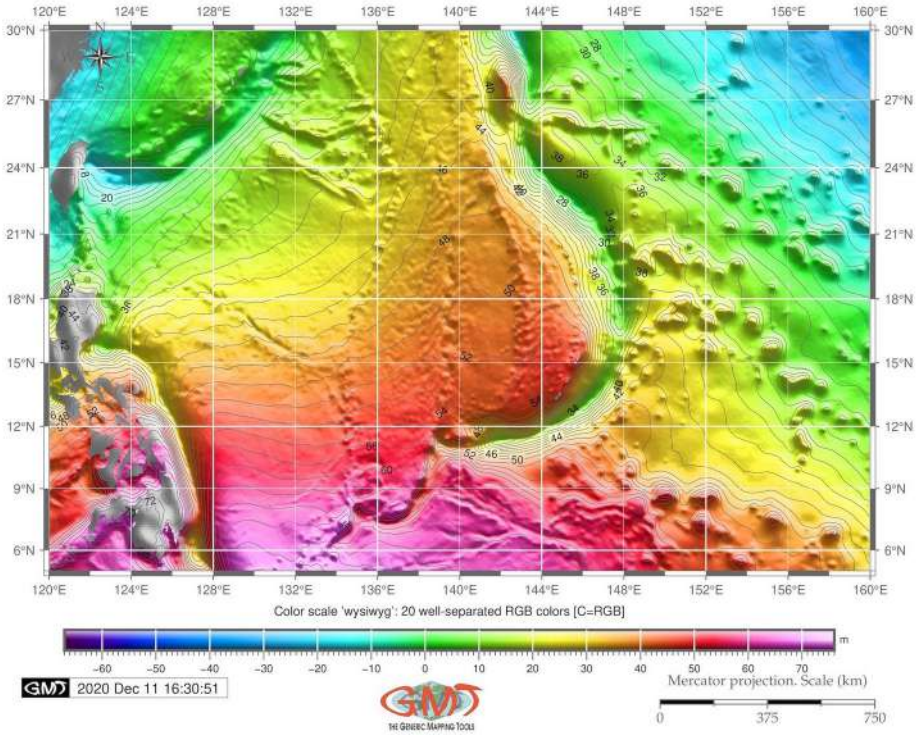


Рис. 35.

Последовательность модулей GMT (gmtset, grd2cpt, grdimage, pscoast, grdcontour, psbasemap, psscale, psimage, logo, pstext, psconvert) использовалась для отображения модели геоида для построения контуров суши и акваторий, геоида и батиметрии, сетевых сеток и основных картографических элементов, таких как заголовки, шкалы, аннотации. Каждый модуль GMT состоит из набора строк кода, которые, объединенные вместе как скрипт создают

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

и визуализируют карты. Моделирование геоида было выполнено с использованием следующего кода: gmt grdimage geoid.egm96.grd -I + a45 + nt1 -R120 / 134/20/33 - JD127 / 24/27/30 / 6i - Cgeoid.cpt -P -K> $ ps. Дополнительные картографические элементы добавлены на базовую карту модулями GMT: сетка, заголовок, береговая линия и модуль GMT pscoast.

Существуют различные существующие концепции гравитации и геоида, которые берут начало в различных численных приложениях и подходах к обработке перманентного земного прилива. Моделирование геоида и гравитации был построено с использованием последовательности нескольких модулей GMT (img2grd, grd2cpt, grdimage, pscoast, makecpt, grdcontour и psbasemap) на основе существующей методологии. В качестве исходных данных были использованы глобальные модели морской гравитации в открытом воздухе на основе CryoSat-2, Jason-1 от Института океанографии им. Скриппса: grav / grav_27.1.img и grav / curv_27.1.img доступные в репозитории topex.ucsd.edu.

Сетки геоидных данных, используемые для текущего исследования, основаны на на EGM96 и EGM-2008 с n=m=360 и системой отсчета WGS-84: geoid.egm96.grd. EGM96 имеет референцный эллипсоид, аналогичный WGS-84, но с более высоким пространственным разрешением и более точным геоидом. EGM-2008 основана на EGM96, но имеет лучшее пространственное разрешение (2.5 мин у EGM-2008 по сравнению с 15 минут у EGM96). Модель основана на полностью нормированных безразмерных коэффициентах сферических гармоник. Модель геопотенциала EGM96 представляет собой сферическую гармоническую модель гравитационного потенциала Земли, завершенную до степени и порядка 360 [Lemoine et al., 1998]. EGM96 содержит полностью нормализованные, безразмерные коэффициенты сферических гармоник и их стандартные отклонения для гравитационной модели от 2° до 360°. Эти коэффициенты согласуются со значениями масштабирования гравитационных моделей. Данные основаны на данных о поверхностной гравитации, охватывающих различные регионы земного шара, включая южное полушарие.

3.3.6. Моделирование аномалии поля силы тяжести в редукции свободного воздуха

Моделирование гравиметрии (Рис. 36) и геоида (Рис. 37) широко используется в геофизических исследованиях, геологическом прогнозировании, управление и мониторинге геологическими ресурсами. В данной работе моделирование выполнено скриптом GMT используя модуль GMT 'grdimage' и модуль 'img2grd' для преобразования данных.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

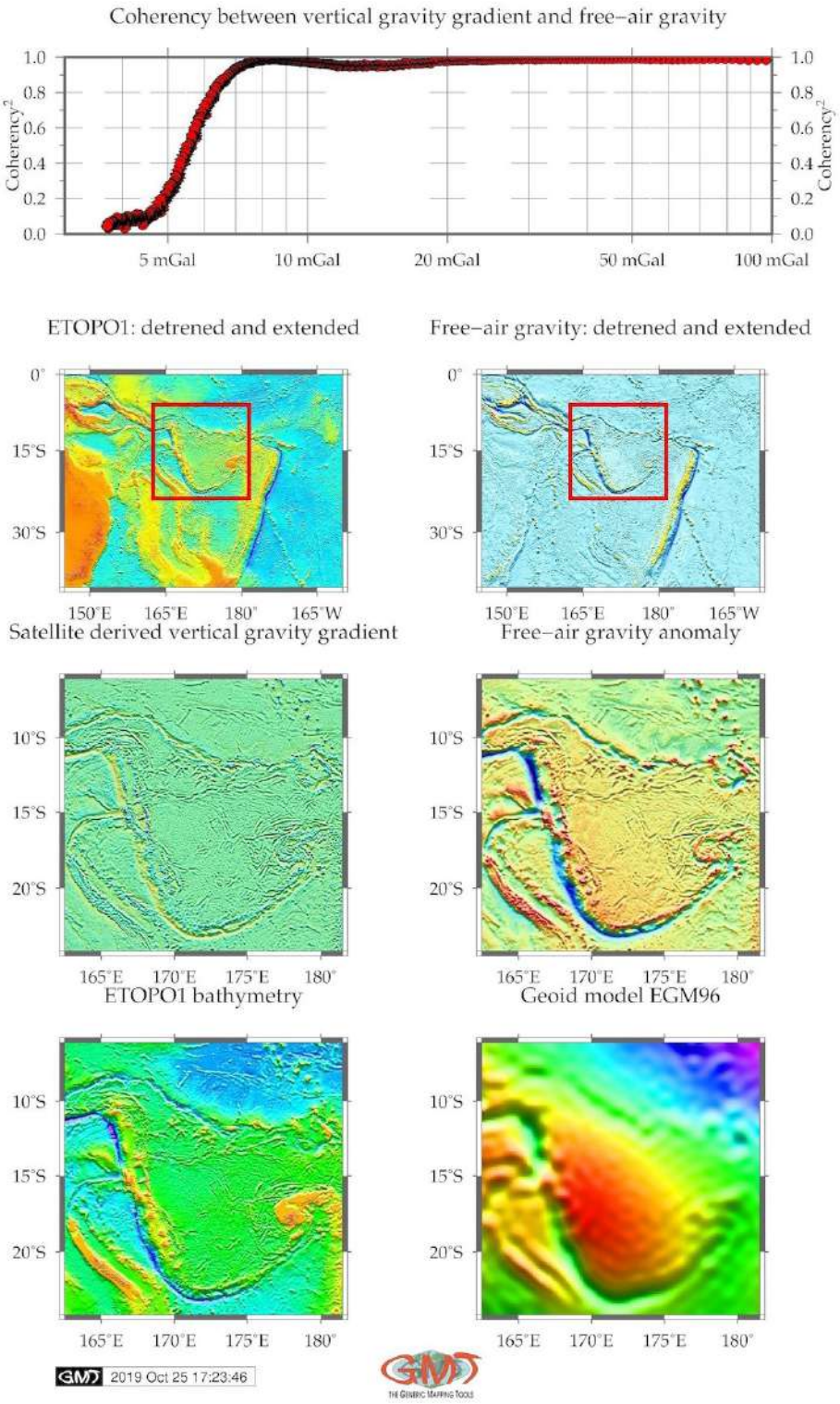


Рис. 36.

Сочетание модулей GMT и картографических функций позволяет правильно визуализировать тематические карты инструментами GMT. Основные элементы GMT при

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

моделировании аномалии поля силы тяжести в редукции свободного воздуха включают в себя выбор проекций карты, шрифтов, макет карты, добавление координатной сетки, нанесение элементов на карту. Гравиметрические данные, показывающие аномалии силы тяжести в редукции свободного воздуха, охватывающие исследуемую территорию 20 желобов, включают наземные и морские районы. Данные была взяты из датасетов на основе растровой сетки с 1-минутным пространственным разрешением, полученные со спутников CryoSat-2 и Jason-1 и подробно описанные [342]. Данные о гравитации представляют информацию об особенностях геолого-геофизических условий глубоководных желобов в виде аномалий силы тяжести в открытом воздухе и отражают вариации подповерхностной плотности. Карта гравитации была построена с использованием следующего кода GMT (здесь: желоб Рюкю): gmt grdimage gravRT.grd -I+a45+nt1 -R105/123/8/24 -JY114/12/6.5i - CgravRT.cpt -P -K > $ps.

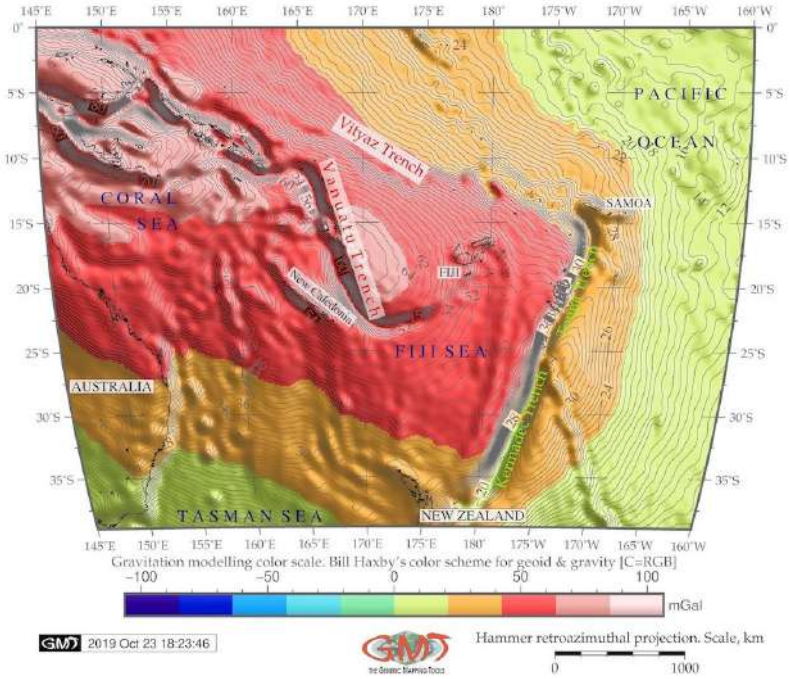


Рис. 37.

Здесь функция -R показывает выбранную область, JY114/12/6.5i и обозначает цилиндрическую проекцию Галла-Петерса, а также общие размеры карты 6,5 дюймов; -I + a45 + nt1, параметры освещения и палитру, указанную в атрибуте -CgravRT.cpt. Выбранная цветовая палитра (gravRT.cpt) показывает переход от более низких значений силы тяжести (менее 20 мГал) к более высоким значениям (>90 мГал). Гравитационное моделирование было выполнено с использованием скрипта GMT. Гравиметрические и батиметрические данные были изучены для получения визуализации и лучшего понимания морфологической структуры морского дна

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

20 желобов Тихого океана. Гравитационная сетка EGM96 и EGM-2008 визуализирована на основе данных спутниковой альтиметрии [342].

3.3.7. 3D моделирование рельефа

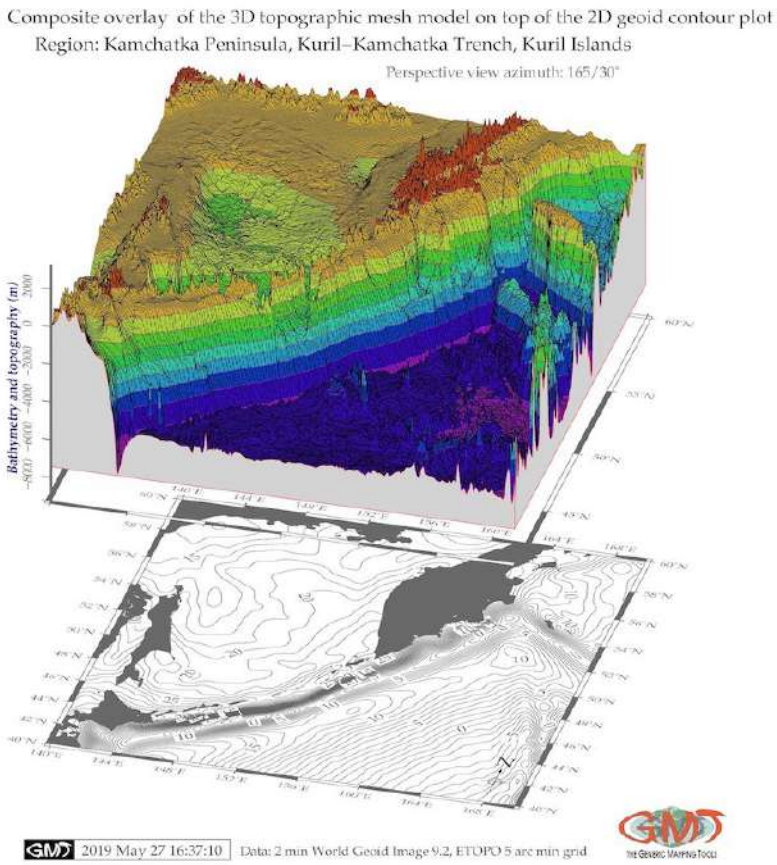


Рис. 38.

Трехмерная сетка для визуализации и отображения топографических и батиметрических форм рельефа и образцов области желобов, путем разделения входной сеточной модели на более мелкие формы, сформированные после дискретизации геометрической модели местности. Целью построения 3D-рельефа (Рис. 38) было создание наложение, выделяющее морфологическую поверхность каждого желоба, визуализирующую крутизну континентального клона. Таким образом, в отличие от батиметрического картографирования где данные были взяты из GEBCO, ETOPO1, использовалась сетка с более низким разрешением (ETOPO5). Это было сделано, чтобы избежать мелкомасштабных неоднородностей, возможно в случае данных с высоким разрешением, которые имеют тенденцию перегружать производные топографические атрибуты, делающие наложение 3D-сетки визуально сложным. Поэтому использование ETOPO5 позволило более плавно визуализировать полигоны трехмерной сетки путем удаления ненужных деталей при трехмерном построении.

3D моделирование состоит из следующих этапов: данные были изначально извлечены из сетки ETOPO5, используя следующий код (здесь: фрагмент для Вануату): gmt grdcut earth_relief_05m.grd -R160 / 170 / -25 / -10 -Gvv3d_relief.nc [306]. ETOPO5 был выбран для построения 3D-графика с целью уменьшения размера сетки и, следовательно, экономии места в памяти компьютера. Следующим этапом 3D-моделирования является расчет регулярной

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

трехмерной сетки с использованием параметров модуля GMT 'grdview'. Размер сетки при этом был выбран таким образом, чтобы каждая точка оси желоба находилась в границах сетки. Например, координаты для желоба Витязь были выбраны следующими: 163°-173°-15°-0°, а для Вануату: 160°-170°-25°-10°. Параметры визуализации 3D-моделей можно резюмировать следующим образом. Размер сетки был повернут в азимутальном направлении 160/45° с сеткой от 160° до 173° для обеих сеток в широтном направлении от -25° до 0° и в вертикальном направлении от -9000 км до глубины 1000 км. По аргументу 'Z' сетка было увеличена (растянута вертикально) на 4 см как расстояние между 3D и 2D базовой картой, для лучшей интерпретации. 2D-сетка была разделена на простые многоугольники (mesh) с изогнутыми контурными линиями и цветовой палитрой. Затем на 3D-карту был наложен 2D-геоид.

Контур фонового геоида в 2D формате был построен с использованием модуля GMT ’grdcontour’. Данные поля геоида на 2D-карте были интерпретированы следующим кодом (здесь: Вануату): gmtgrdcontourearth_relie f _01m: grd JM6: 0c R160 = 170 =25 =10 p160 = 45 C500 Gd6c Wthinnest; dimgray Y5:5c P K> $ ps. Для визуального отображения геоморфологических форм поверхностей, аргумент ’-Qsm’ был выбран, чтобы указать ’s’ для графика поверхности, и ’m’, чтобы линии сетки рисовались поверх поверхности. Для вертикальных компонент была выбрана опция ’-N-9000+glightgray’ для отображения плоскости на уровне -9000 м. Контурные линии даны с аннотациями через каждые пять (-C1 -A5). Поворот трехмерной сетки был выбран на определенный угол, наиболее соответствующий визуализации желобов, после нескольких проб под разными углами, в зависимости от наклонного вращения и глубины. Отступ был зафиксирован на уровне -7500 м. С помощью модификатора «+g» был выделен фронтальный фасад между трехмерной плоскостью и плоскостью данных. Аргумент -Wf0.1p, был использован для установки параметров отрисовки контура.

После сравнения данных и выбора оптимального разрешения азимут вращения был установлен как -p165/30° с расстоянием отступа от контура геоида на 4,5 см. Использую данную технологию в результате совмещения нескольких модулей GMT были построены и визуализированы трехмерные сеточные модели 20 желобов. Они показывают трехмерную модель, повернутую на 165/45° и перекрывающую контурную карту геоида. Было использовано несколько модулей GMT, например, модуль 'pscoast', используемый для картографирования береговых линий и contour, модуль ’psscale’ использовался для отображения легенды, модуль ’pstext’ был использован для добавления текстовых пояснений на карту.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Картографическая процедура включает добавление элементов на карту: нанесение отметок, выбор линий для сеток, добавление розы ветров и легенды, выбор правильной проекции. Топографические данные были собраны с помощью ETOPO5, охватывающие батиметрию и прибрежную топографию, в районе каждого желоба. Моделирование было выполнено с использованием модуля GMT 'grdview' с последующим последовательность модулей GMT: grdcut, grd2cpt, grdcontour, pscoast, grdview, logo, psconvert. Дополнительно использовались некоторые утилиты UNIX (rm, echo).

3.3.8. Автоматическая оцифровка профилей поперечного сечения

Поперечное профилирование (построение разрезов) является распространенным методом, используемым в геонауках для получения серии образцов на выбранном отрезке в районе исследования и для анализа вариативности изучаемых элементов по треку. В данной работе представлены примеры систематизированного поперечного сечения глубоководных желобов с целью создания матрицы высот по 20 желобам (Рис. 39). Автоматический метод цифрового профилирования GMT обладает яркими преимуществами благодаря алгоритмам машинного обучения в картографическом процессе, тем самым сводя к минимуму рутинное цифрование, субъективность в процессах оцифровки и несомненно увеличивая быстроту векторизации батиметрических данных.

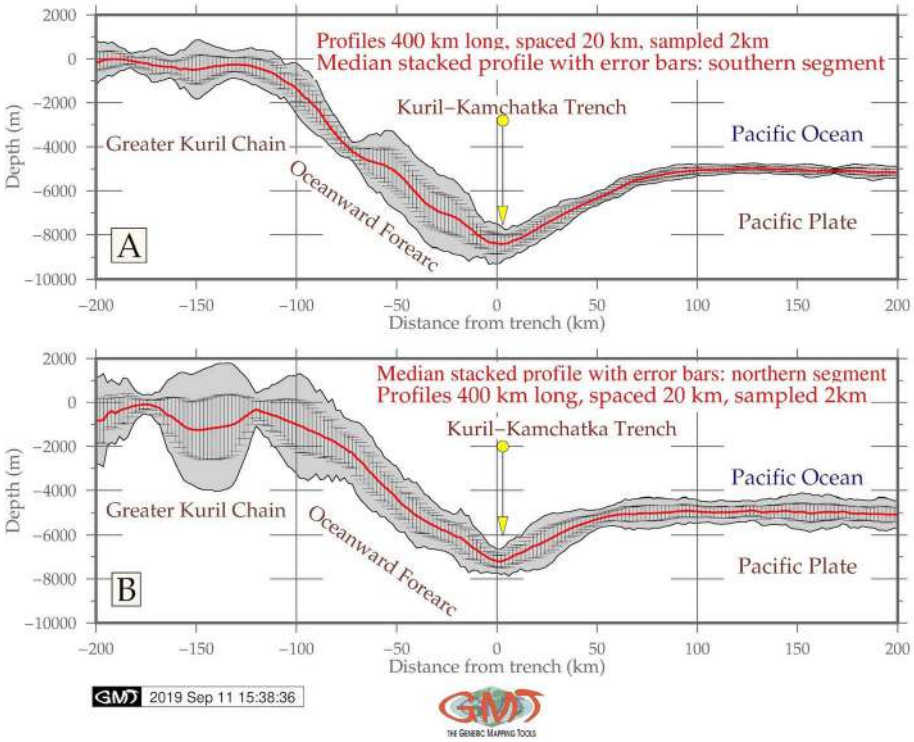


Рис. 39.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Пример автоматизации в картографических работах представлен в [Schenke and Lemenkova, 2008]. GMT предлагает более продвинутое решение в автоматизации цифрования поперечных сечений глубоководных желобов с помощью оцифровки на основе машинного обучения, в результате чего получается серия продольно-поперечных профилей желобов. Были протестированы два метода визуализации профиля по аргументам GMT: медиана ’-Sm’ и среднее ’-Sa’. Из этих двух медиана была выбрана как наилучшая, представляющая эмпирический характер формы желоба, поскольку визуальное представление желоба находится в пределах актуального отражения подводной геоморфологии. Геоморфологическое моделирование заключалось в построении наборов ортогональных профилей разрезов перпендикулярно основной оси 20 желобов, а затем их параметры сравнивались для каждого.

Построение профилей поперечного сечения вдоль выбранных сегментов является общепринятой методикой геологических исследований. Примеры построения профилей геологического разреза и анализа данных можно увидеть в существующих работах [319]. В этом исследовании ортогональные поперечные сечения батиметрических профилей были построены автоматически с использованием представленного скрипта GMT по желобом. Поскольку объем представленной работы был достаточно большим (20 желобов Тихого океана) и включал большой массив данных (big data), автоматизация процесса была ключевым моментом в картографической методологии, что объясняет принятое решение выбора GMT. Для анализа геоморфологии желобов GMT был применен в этой диссертации. В этом методе наблюдаемые высоты Z вдоль поперечных разрезов считываются в таблицу с использованием модуля GMT ’grdtrack’ вдоль выбранного сегмента. Записанные батиметрические измерения считываются во входную таблицу, по которой построен график форм профилей.

Технические характеристики профилирования следующие. Профили имеют длину 400 км, то есть от -200 до +200 км от оси желоба с шагом 20 км, отбором проб через каждые 2 км для обеспечения равномерности отбора проб желобов. Значения глубин были рассчитаны по каждому профилю, после чего были моделированы их средние и медианные значения. Средние значения отличается сглаживанием сплайнов как математическая функция, которая в меньшей степени отражает географические особенности явления объектов. Следует отметить, что неопределенности фактической морфологии варьируются по отношению к теоретической интерполяции фактической геоморфологии, что представлено на графиках.

Комбинация нескольких модулей GMT использовалась для картографирования геоморфологических профилей. Суммирование профилей производилось с использованием

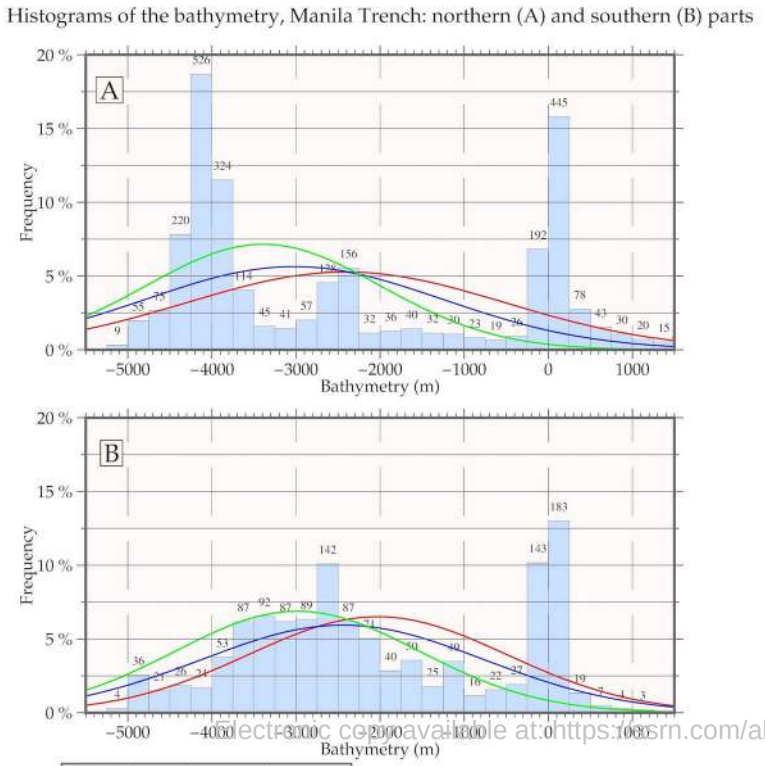
Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

модуля GMT grdtrack по среднему статистическому значению, используя код GMT, основанный на растровых данных в формате NetCDF. Второстепенные модули GMT, используемые для построения картографических элементов, включают ’psxy’, ’gmtlogo’, ’psconvert’, а также Unix утилиту 'echo'. Например, в случае Филиппинской впадины целевая область включала о. Минданао, 2-й по величине остров на Филиппинах, расположенный в южной части архипелага. Площадь исследования здесь составляет 126,62°E 10,7°N 127,27°E 8,0°N. AOI для MT расположенного в юго-западной части полумесяца и ограниченного с востока островом Гуам и с юга – желобом Яп, ограниченного квадратом 141.2°E 11.0°E 143.8°E 11.65°N, включая также бассейн Челленджер.

Утилита 'cat' Unix 'cat' использовалась для построения координат линии разрезы с начальной и конечной точками, построенных с использованием модуля 'psxy'. Сегмент желоба, координаты и глубины были сохранены, профили записаны в таблицу, а на следующем этапе было выполнено моделирование. Аннотации были добавлены с помощью утилиты Unix 'echo'. Преимущество GMT для автоматизированной оцифровки профилей заключается в повышении точности и скорости построения и моделирования геоморфологических особенностей структуры желоба. Для Центральноамериканского желоба профили поперечного сечения были сняты через ключевые точки морского дна по разрезу с координатами 268,4° з.д. 13,0° с.ш. 271,9° з.д. 11,6° с.ш., чтобы показать разнообразие углов крутизны.

3.3.9. Визуализация гистограмм

Статистическое моделирование данных в геологии (Рис. 40) является важным инструментом для анализа данных и широко используется в геопространственных прикладных исследованиях и описано в предыдущих работах: [315].



Правильная интерпретация данных всегда включает тестирование нескольких алгоритмов, выбор подходящих подходов и статистических пакетов. GMT представляет возможность применения методов гистограмм, показывающих распределение данных

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

(глубин) вдоль профилей. В отличие от традиционного статистического анализа данных с использованием для этой цели стандартных инструментов, таких как R и Python MATLAB/Octave, SPSS [273], IBM Statistics Gretl [274], это исследование продемонстрировало возможность ведения статистики непосредственно из GMT с использованием встроенных статистических модулей.

Построение гистограмм и диаграмм было выполнено с использованием кода GMT с помощью 'pshistogram' и 'psrose'. Он показывает гистограммы и диаграммы роз для сравнительного анализа распределения глубин в южной и северной части ККЖ. Роза диаграмма показывает частоту распределения ориентации склонов (С-Ю-З-В). После моделирования оцифрованных профилей поперечных сечений было проведено сравнение данных по сегментам желоба, либо сравнение двух соседних желобов. Алгоритм построения гистограммам использовал последовательность модулей GMT: gmtset, psrose, pshistogram, pslegend, logo и psconvert. Построение гистограммы продемонстрировало частоту распределения данных по батиметрическим переменным.

3.3.10. Моделирование статистических трендов градиента профилей

Различные подходы к моделированию трендов представлены для визуализации использования математических алгоритмов, встроенных в GMT (Рис. 41).

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

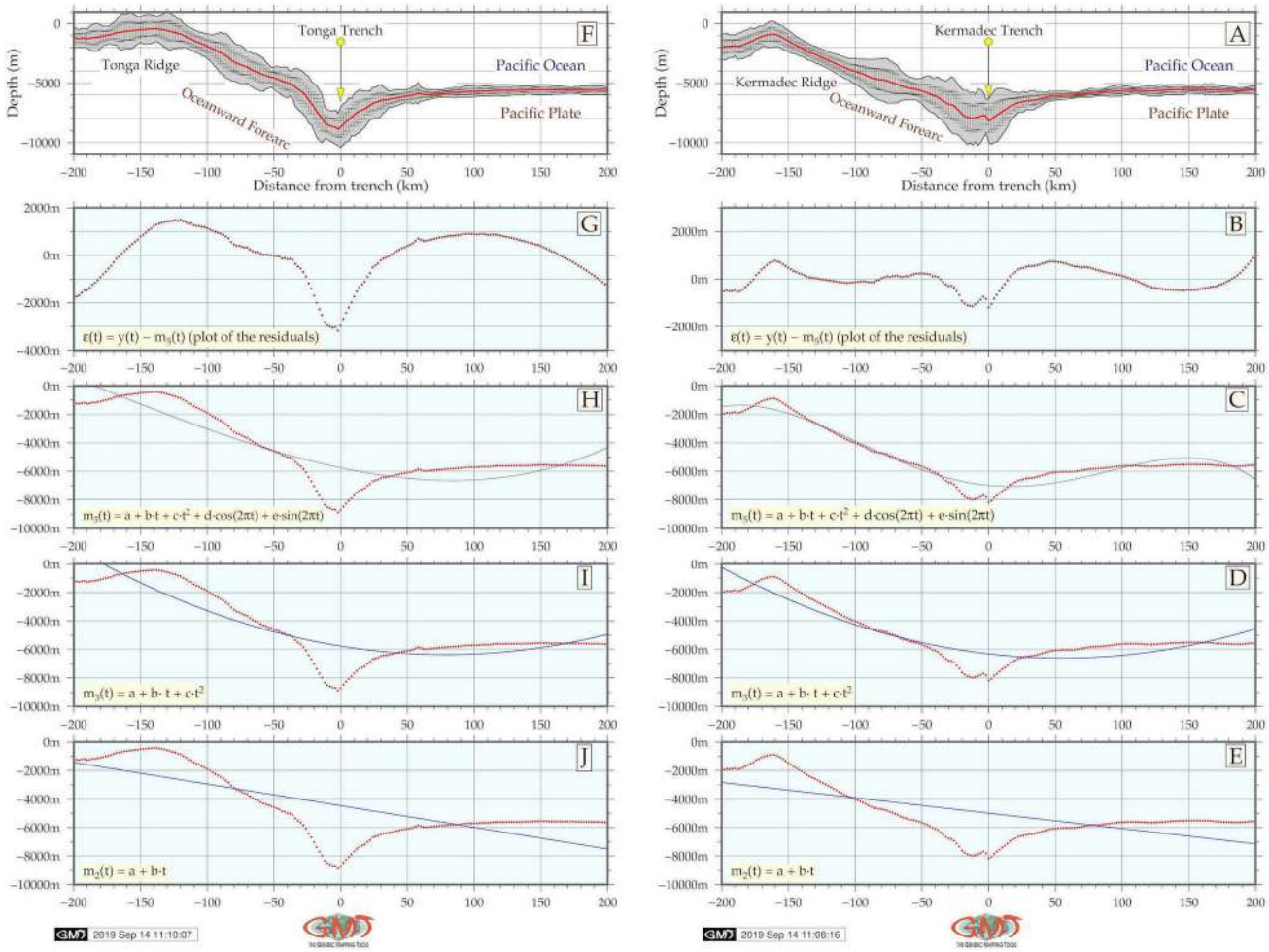


Рис. 41.

Кривые трендов были смоделированы с помощью модуля trend1d следующим кодом: gmt trend1d -Fxm stackRTn.txt -Np1> model.txt. С использованием сгенерированной таблицы была проведена статистическая обработка данных: моделирование регрессии тренда для поперечных профилей. Последовательность кодов была применена к модели математической аппроксимации трендов градиента откосов профилей по 20 желобам. Например, основная линия LS, была построена с использованием объединения утилит GMT и Unix. Были использованы четыре типа математических моделей для анализа кривизны профилей и регрессионного анализа в GMT последующем формулам регрессионного анализа:

- m2t = a + b t (3.3)
- m3t = a + b t + c t2 (3.4)
- m5t = a + b t + c t2 + d cos2p t + e sin2 p t
- 3.3.12: e (t) = y (t) m5t

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Пример полученного графика трендовых регрессионных моделей для 20 желобов представлен на соответствующих графиках. Скрипты GMT, используемые для картографической визуализации и моделирования статистических трендов, основаны на кодах с использованием модуля trend1d.

3.3.11. Построение поверхностей

Данные включали ASCII гравитации и топографии в виде таблицы xyz (координаты и глубины) из доступных источников USGS. Диапазон данных был установлен на квадрат со следующими координатами (здесь для ЦЖ, с системой 0–360; вращение 0–90): долгота 263°/278°; широта 7°/17°. Согласно проверке гравиметрических данных (gmt info grav_MAT.xyz), диапазон данных выглядит следующим образом: общее количество баллов = 554115; минимальное значение -157,1 мГал в точке с координатами 263,0083° 7,0076°; максимальное значение 452,4 мГал в координатах 278,0083°W/17,0032°N. Палитра была скорректирована в соответствии с диапазоном данных: gmt makecpt -Ccyclic.cpt -V -T- 160/455> surface.cpt, где -T-160/455 показывает минимальные/максимальные данные.

Перед моделированием поверхности данные были интерполированы для поправки исходных данных со средними значениями из исходной таблицы ASCII xyg сгенерированным блоком с разрешением 1*1 минуту. После этого данные были обработаны командой 'gmt surface grav_MAT_BM.xyg -R263/278/7/17 -T0.25 -I30s -GSurface_MAT.nc -Vv’, которая смоделировала поверхность из таблицы xyz. Как топографическое моделирование поверхности, так и картографирование гравитационной поверхности основаны на моделировании числовых данных ASCII в формате xyz в формате NetCDF.

Было добавлено градиентное освещение для усиления поверхности с азимутом 45° с использованием gmt ’grdgradient’ модуль штриховки с азимутальным градиентом 45°. Выделены морфологические формы рельефа. Вывод растрового изображения производился с помощью кода GMT gmt grdimage Surface_MAT.nc -Csurface.cpt -R263/278/7/17 -JM6i -P -ISurface_MAT.int -Xc -K> ps’. Данные были отображены циклической цветовой палитрой (cyclic.cpt). Дополнительные картографические элементы (насечки, легенда, масштабная линейка, грид сетки, роза ветров и т. д.) были добавлены модулями GMT. Карты были визуализированы из батиметрии и силы тяжести и интерполированы с разрешением 30 сек. Контуры силы тяжести (мГал) были получены с коэффициентом натяжения кривизны на 0,25. Окончательные данные были экспортированы в сетку NetCDF в виде сетки с пространственным разрешением в 30 секунд.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

3.4 AWK

3.4.1 Преимущества AWK

AWK, предметно-ориентированный язык программирования, предназначенный для обработки семантики текстов и логического преобразования табличных данных, был использован в данной диссертации с целью преобразования таблиц. Язык программирования AWK был создан в Bell Labs в 1970-х годах. Доступная документация и информация на AWK широко использовалась в этом исследовании. Язык AWK подходит для сортировки многопольных записей в таблице благодаря специально разработанному синтаксису и встроенным алгоритмам обработки данных. Другие возможности AWK, которые использовались в настоящей работе, включают управление небольшими базами данных (20 желобов Тихого океана), создание отчетов на основе таблиц (батиметрия), проверку данных, создание индексов (профили), выполнение задач по подготовке документов, извлечение фрагментов данных для дальнейшей обработки, сортировку данных (возрастание глубин).

AWK также является скриптовым языком, управляющим данными, запускаемым с консольной строки. AWK – мощный инструмент для извлечения данных, интегрированный с командами операционной системы Unix. AWK состоит из набора кодов-действий, что можно использовать в работе с потоками табличных данных. AWK позволяет извлекать или преобразовывать текст, производить форматированные записи, что и использовалось в настоящей диссертации при обработке большого массива данных для сокращения и преобразования таблицы.

AWK использует строковый тип данных, обрабатывает ассоциативные массивы, индексированные ключевыми строками, и регулярные выражения. Исходя из вышеперечисленных свойств, AWK был выбран как мощный продвинутый инструмент для обработки таблиц, содержащих параметры топографии желобов.

Последовательное использование языка AWK было интегрировано с GMT для обработки геопространственных данных желобов Тихого океана и анализа с тематическим исследованием. Например, в рамках изучения Курило-Камчатского желоба практическая техническая цель была проанализировать и сравнить батиметрию в южной и северной частях Курило-Камчатского желоба с использованием оцифрованных профилей поперечного сечения [259]. Начальное отображение и геопространственный анализ был выполнен в GMT. GMT использовался для картографирования на основе ETOPO1 и автоматически оцифрованных профилей, перпендикулярно пересекающих желоб.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Обработанные геоданные были получены в численной форме в виде сложной многорядной таблицы для каждого сегмента желоба. Эти таблицы были созданы в GMT в его собственном формате и не могли быть обработаны напрямую в MATLAB/Octave. Поэтому таблицы были вначале экспортированы в AWK для автоматического форматирования (reshaping). Далее затем таблица была ре-структурирована, отсортирована и изменена скриптом AWK. Геометрическая модель каждого профиля выглядит следующим образом (Таблица 6): впадина желоба соответствует нулевому значения сегмента, то есть началу графика. Левая и правая части сегментов растягиваются до 200 и -200 м, соответственно, как показано на оси X [259]. Направление каждого профиля - от СЗ до ЮВ, что идет от Охотского моря и Большой Курильской гряды и выходит в Тихий океан.

Концептуальная идея использования AWK заключается в цепочке алгоритмов обработки данных по GMT, преобразованной в AWK и в дальнейшем моделировании в Octave/MATLAB. Технический эксперимент по использованию AWK представлен для анализа морфологической вариативности ККЖ, расположенного в северо-западной части Тихого океана на основе анализа его профилей поперечного сечения. Географическая цель была визуализировать разницу в северной и южной частях желоба, разделенных проливом Буссоль Для этого профили были автоматически оцифрованы по GMT. Таблица, созданная непосредственно GMT, не читалась в Octave, поэтому было применено преобразованы формы таблицы в AWK, где таблицы были форматированы. Дальнейшая обработка и построение таблиц производилось в Octave. В результате, использование AWK позволило изменить форму таблицы для региональных морфологических вариаций желоба в его южной и северной частях.

Последовательность экспериментальной обработки данных с помощью трех разных инструментов оказалась эффективным подходом, поскольку они использовались последовательно для каждого этапа анализа данных, со своей функциональностью: GMT - для картографии, анализа геопространственных данных и генерации серии профилей, AWK - для преобразования сложных таблиц, Octave, Python и R – для статистического анализа и построения графиков выбранных профилей.

3.4.2 Обработка данных

Батиметрическое картографирование (Рис. 42), моделирование, геопространственный анализ и построение профилей было осуществлено модулями GMT, используя скрипты.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

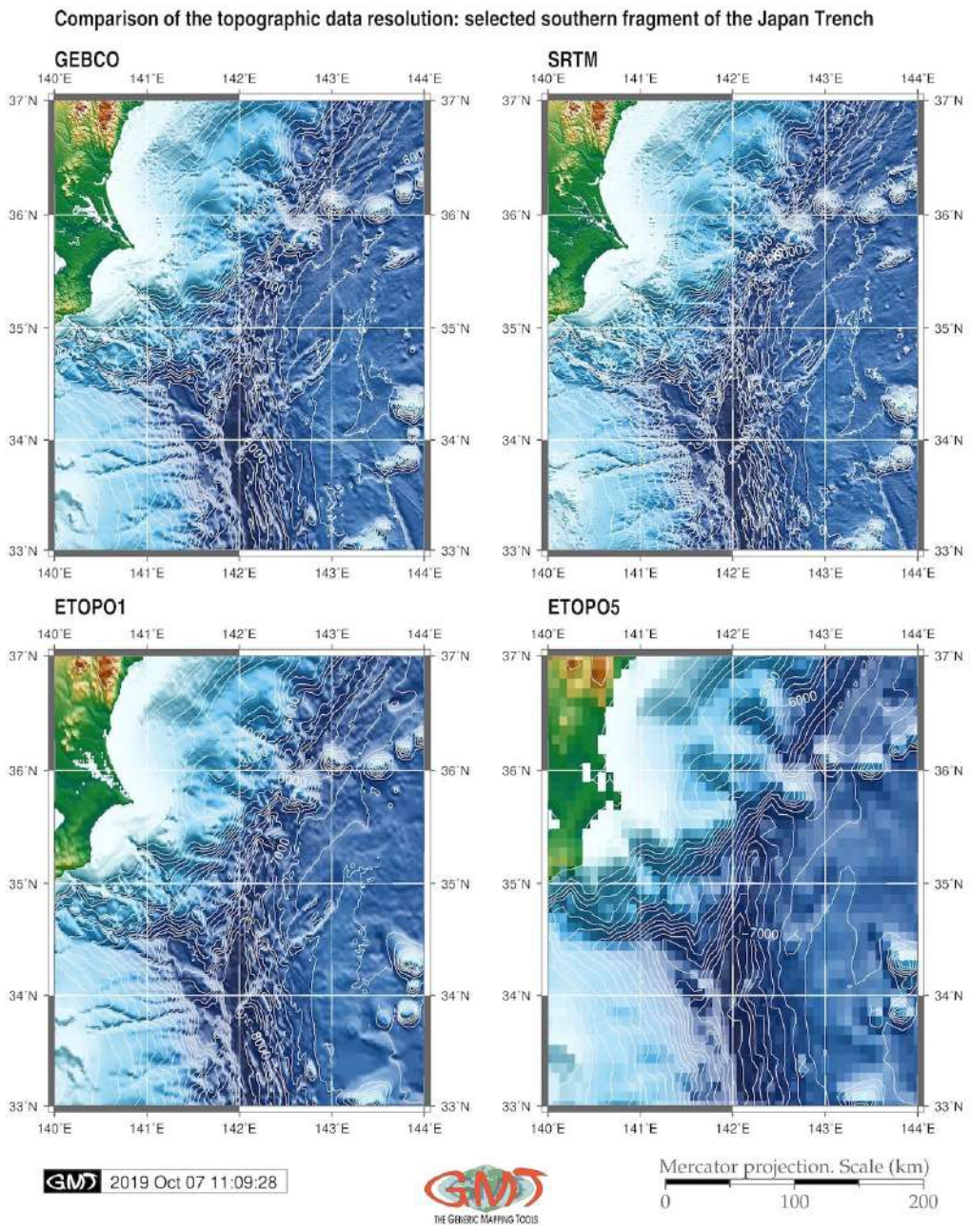


Рис. 42.

Карты были визуализированы с использованием растра ETOPO1. Профили были оцифрованы автоматически с использованием скрипта GMT. Увеличенный вид профилей показывает результаты моделирования, где нумерация начинается в направлении от юга до севера для обоих сегментов. Результаты включают сложенные профили со среднем значением (выделено красной линией на графике) и полосы погрешностей. Профили содержат координаты и глубины в каждой точке по профилю (точки через каждые 2 км). Построено 62 профиля для

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

северной части ККЖ и 52 профиля для южной. Эти данные хранились в виде двух таблиц в формате GMT, с фрагментом одной из них – в Таблице 5.

Таблица 6 – Фрагмент таблицы, полученной по результатам автоматизированого цифрования поперечного профиля № 1 ККЖ модулем „grdtrack1“ в GMT

No	Координаты, в.д.°	Координаты, с.ш.°	Положение на профиле, м	Азимут,°.	Глубина, м
1	149.353224965	41.5059926426	-200.065204481	326.61376193	-5388.91250029
2	149.34000552	41.5210101811	-198.064782729	326.61376193	-5386.2095364
3	149.326779938	41.5360262051	-196.064356317	326.605000128	-5378.97817425
4	149.313548214	41.5510407131	-194.063925248	326.596231663	-5363.02735362
5	149.300310343	41.5660537036	-192.063489519	326.587456531	-5336.36810313
6	149.287066319	41.5810651752	-190.063049132	326.578674725	-5300.09852962
7	149.273816136	41.5960751262	-188.062604087	326.569886241	-5249.45260443
8	149.260559789	41.6110835552	-186.062154384	326.561091074	-5188.08489127
9	149.247297273	41.6260904606	-184.061700023	326.552289219	-5116.35098797
10	149.234028582	41.6410958411	-182.061241004	326.54348067	-5051.39489267
11	149.22075371	41.6560996949	-180.060777327	326.534665422	-5070.64221477
12	149.207472652	41.6711020207	-178.060308993	326.525843469	-5345.61405245
13	149.194185402	41.6861028169	-176.059836002	326.517014808	-5504.76112339

Вариативность морфологии желобов проанализирована на основе анализа геологических условий, воздействующих на их морфологию, используя имеющуюся литературу по геологии. Включены методы визуализации геопространственных данных по следующим шагам: выбор картографических проекций, выбор шрифтов и картографического оформления, галочки, масштабная линейка, легенда, аннотации, цветовые палитры и т.д. Поскольку таблицы, созданные GMT автоматически в процессе оцифровки (Таблица 6), были не совместимы с Octave и не могли быть использованы для построения графиков, на втором этапе было выполнено изменение формы таблиц в AWK (Таблица 7).

3.4.3 Форматирование таблиц

Второй шаг заключался в форматировании таблиц, автоматически созданных GMT на предыдущем шаге. Эти таблицы были изменены с использованием программирования AWK,

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

представленного в Приложении. С помощью алгоритма логических запросов в скрипте AWK, из исходных таблиц были выбраны лишь необходимые столбцы и строки. В результате, две таблицы были преобразованы в новые, как показано в Таблице 7 (фрагмент), где каждый столбец содержал значения глубины по профилям, которые теперь могли быть обработаны в Octave. На вкладке показан пример новой таблицы с формой, измененной в AWK. Таблица содержит данные о расположении и глубинах (м) для первых 15 строк. Часть исследования AWK следовала GMT, направленному на обработку таблиц. Таблица .csv была запущена непосредственно как файл, за которым следует набор временных файлов (tempfiles), созданных для хранения выбранных столбцов из исходных таблиц как часть конвейера из нескольких скриптов. Скрипт AWK использовался для изменения формы исходной таблицы, полученной непосредственно из GMT в результате автоматически оцифрованных профилей.

Таблица 7 – Фрагмент таблицы, форматированной с применением AWK: расположение и глубины (м) для первых 10 профилей ККЖ (в порядке нумерации по профилям П-1… до П-10)

М*	**П-1**	**П-2**	**П-3**	**П-4**	**П-5**	**П-6**	**П-7**	**П-8**	**П-9**	**П-10**
-200,07	-5388,91	-5066,99	-5096,23	-5007,00	-5095,57	-5089,61	-5111,86	-5105,17	-5230,93	-5387,38
-198,06	-5386,21	-5056,08	-5087,92	-4990,77	-5111,10	-5113,80	-5126,26	-5116,11	-5242,93	-5395,11
-196,06	-5378,98	-5056,92	-5076,23	-4991,77	-5127,27	-5143,67	-5136,49	-5127,79	-5263,13	-5400,87
-194,06	-5363,03	-5068,51	-5063,31	-4998,02	-5125,00	-5174,22	-5137,67	-5145,92	-5286,53	-5405,93
-192,06	-5336,37	-5084,85	-5052,82	-5000,48	-5102,27	-5197,73	-5131,90	-5174,00	-5300,04	-5412,8
-190,06	-5300,10	-5099,18	-5047,83	-5001,55	-5077,16	-5207,11	-5117,67	-5204,43	-5304,92	-5417,57
-188,06	-5249,45	-5109,15	-5047,52	-5005,99	-5057,1	-5203,18	-5092,88	-5222,58	-5303,37	-5410,98
-186,06	-5188,08	-5114,52	-5049,58	-5008,41	-5041,25	-5189,31	-5067,21	-5232,12	-5295,12	-5394,34
-184,06	-5116,35	-5117,15	-5039,51	-5017,05	-5031,61	-5169,68	-5049,59	-5232,31	-5281,90	-5380,40
-182,06	-5051,39	-5123,59	-5024,97	-5029,04	-5029,31	-5146,61	-5043,71	-5220,18	-5265,19	-5367,00
-180,06	-5070,64	-5133,68	-5020,50	-5038,68	-5034,43	-5125,47	-5044,13	-5190,62	-5245,44	-5364,20
-178,06	-5345,61	-5147,98	-5028,46	-5045,35	-5040,97	-5109,78	-5043,65	-5147,64	-5224,38	-5350,02
-176,06	-5504,76	-5156,31	-5042,72	-5048,10	-5047,01	-5102,00	-5033,99	-5108,91	-5201,76	-5320,17
-174,06	-5511,42	-5150,97	-5057,82	-5048,89	-5051,76	-5108,89	-5018,05	-5082,59	-5179,36	-5282,81
-172,06	-5475,67	-5137,74	-5073,48	-5057,95	-5052,26	-5132,15	-4991,71	-5070,96	-5155,37	-5246,77

М* – Местоположение на профиле

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Затем эта таблица (Таблица 6) была преобразована скриптом AWK во вторую таблицу (Таблица 7), которая теперь имеет вид структуры с колонками, содержащими только необходимые данные: глубины (м) и длину профиля (от -200 до 200 м). Основной задачей переделки было отобрать необходимые данные из первоначальной большой таблицы, содержащей 12726 строк и 5 столбцов. Поэтому во время этой процедуры ненужные строки были удалены автоматически, и выбраны только необходимые столбцы. Шаги алгоритма AWK были выполнены последовательно как описано ниже пошагово. Изначально рабочий каталог был настроен для хранения всех файлов (временных и основных) в папке (cd/Users/pauline/Documents/Octave), которая затем контролировалась проверкой pwd. Входной файл (table2.csv) был считан в среду AWK в единицах (записях), обработанных встроенным синтаксисом правила AWK по одной записи в каждой строке. Каждая запись автоматически разбивалась на части, то есть поля таблицы, делающие более удобной для AWK работу с частями таблицы. Алгоритм работы с AWK:

1. На первом этапе была создана серия временных файлов, в которых были сохранены все предварительные результаты с помощью утилиты Unix: mktemp. Несколько видов задач повторялись неоднократно при работе с файлом таблицы, полученным из GMT: извлечение столбцов из исходного файла по одному, а затем сохраняя их как отдельные файлы. Поэтому некоторые строки были извлечены из таблицы, а остальные были отброшен на данном этапе.

2. Первоначальные таблицы GMT для двух участков профилей содержали 62 и 52 профиля для северного и южного сегментов желоба, соответственно. Поэтому, на этом шаге были выбраны только два необходимых столбца путем использования предопределенной переменной AWK FS (разделитель полей) в качестве пробела. Это означает, что как на входе, так и на выходе data (разделитель выходных полей как OFS) элементы были разделены одиночными пробелами.

3. Теперь был выбран только профиль №1 и сохранен как отдельная таблица с X и Y (расположение и глубины).

4. Из исходной таблицы взят только столбец Y (поле №5). В этом столбце указаны глубины для всех профилей, например, для северного участка это 12726 рядов.

5. Профиль I был выбран последовательно из столбца Y. Это делается с помощью раздела файла между двумя регулярными выражениями (regex). Шаблоны в awk управляют

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

выполнением правил, когда шаблон совпадает с текущей входной записью. Эти таблицы теперь содержат информацию для глубин во всех точках профиля №7. Затем та же процедура была повторена для всех других профилей. Регулярное выражение, которое соответствует тексту таблицы ('/ -L0-07 /, / - L0-08 /'), помещается между косыми чертами, например, /регулярное выражение/. Следовательно, этот образец повторился для северного сегмента для профилей i номера: 1, 7, 14, 21, 28, 35, 42, 49, 56, 62. Выходные данные хранятся в виде таблиц.

6. Далее в таблицу был добавлен единственный столбец Y профиля i. Результат был сохранен. Внесение этих изменений в таблицу было выполнено с использованием шаблонов (см. скрипт AWK), но оставив остальную часть файла таблицы. Та же процедура была повторена для южного сегмента. используя то же регулярное выражение, что и шаблон.

7. Теперь заголовок и конец таблицы были удалены из выходной таблицы с помощью выражения AWK, которое выводит только строки, которые не соответствуют регулярному выражению.

8. Вспомогательные файлы удалил rm.

9. Для исходной таблицы подсчитано количество строк. В этом случае исходная таблица состояла из 12726 строк.

10. Наконец, было подсчитано количество строк в выходной таблице. В этом случае за финальным столом было только 201 строка (против 12726 ранее).

Как можно заметить, представленный скрипт AWK состоит из выражений, которые являются основными строительными блоками шаблонов и логических действий по обработке полей в таблице в AWK. Выражение, выполняемое на каждом этапе скрипта, оценивается как значение, которое был выполнено и последовательно передано следующему выражению на следующем шаге скрипта (цепочка последовательности действий). Для временных файлов, ряд выражений присваивает новое значение табличным переменным с помощью оператора присваивания. Выражения AWK, используемые в скрипте, служили шаблоном для выбранных профилей по всей длине желоба. Такая автоматизация обеспечивает воспроизводимость этапов обработки таблиц для всех 20 желобов Тихого океана.

Форма итоговых выходных таблиц в результате была изменена, то есть столбцы стали строками. Азимут и абсолютные координаты были удалены из таблицы. В результате выходная таблица содержала 201 строку и 11 столбцов, и первоначальная длинная таблица была реформатирована. Новая структура таблицы следующая: столбец №1 содержит поперечный разрез протяженностью 400 км (-200: 200 км). В столбцах №2-11 указаны глубины профилей

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

поперечного сечения. Дополнительно использовались программы и утилиты Unix: mktemp для создания серии временных файлов и rm для предварительного удаления временных файлов. Итоговая таблица была обработана в языке Octave для визуализации поперечных профилей.

3.5 Октава / MATLAB

3.5.1 Преимущества Octave

GNU Octave - это интерактивный язык высокого уровня с открытым исходным кодом, предназначенный для численных вычислений и разработанный Дж. Б. Роулингс и Дж. Г. Экердт. Он совместим с коммерческим Matlab и фактически является его открытым (open source) аналогом. Octave подходит для решения множества научных задачи: линейные и нелинейные уравнения, численная линейная алгебра, статистический анализ, численные эксперименты. Как упомянуто выше, существенное известное преимущество Octave - его совместимость с Matlab. Несмотря на то, что есть некоторые незначительные различия в их синтаксисе, Octave GNU известен как бесплатный аналог коммерческого лицензионного Matlab с открытым исходным кодом, который широко используется в обеих академических кругах и промышленности тысячами исследователей и инженеров по всему миру.

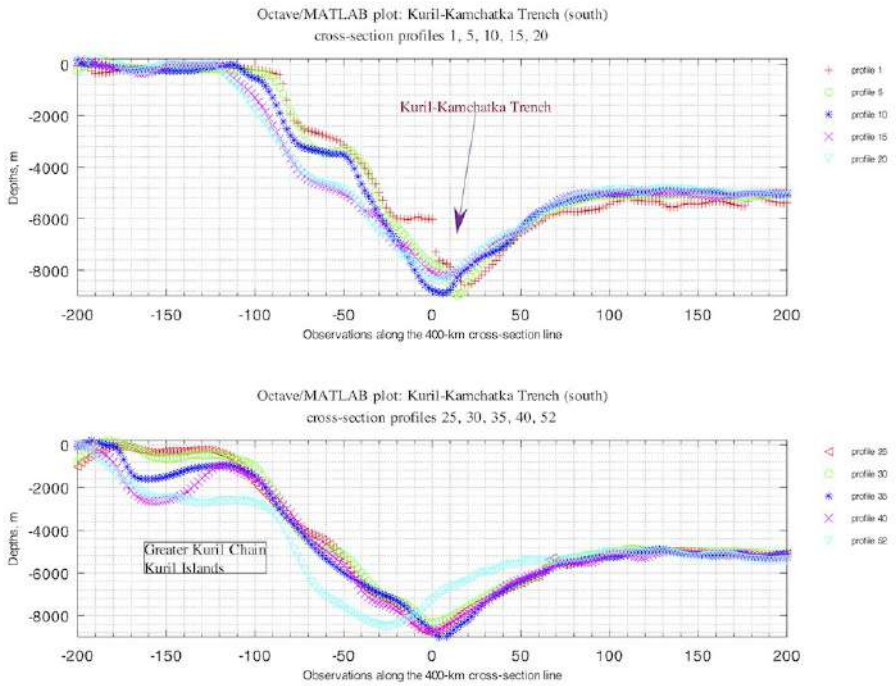


Рис. 43.

Следовательно, скрипты Octave могут быть также использованы в среде Matlab с использованием синтаксиса и возможностей Matlab. Технически, как и Matlab, GNU Octave

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

имеет различные встроенные функции, работает с массивами данных, векторы, строки, логические значения, скаляры и матрицы, позволяет строить высококачественную графику, выполняет математические вычисления, работает с переменными и различными типами данных, как показано далее в этой диссертации при использовании Octave. Октава использовалась в этой работе для построения нескольких геоморфологических профилей после обработки таблиц в AWK.

Экспериментальная новизна использования Octave (Рис. 43) – интеграция этого статистического инструмента с пространственным изображением геоморфологических профилей желобов через AWK. Объединенные вместе для анализа геопространственных данных, эти инструменты позволили провести моделирование морфологии желобов на примере ККЖ. Поэтому основная цель данного подраздела представить разработанную техническую методологию для пакетной обработки пространственных данных с помощью цепочки пошагового рабочего процесса GMT-AWK-Octave. Этот технический алгоритм задач был использован для визуализации и анализа морфологической структуры желоба. Обычно аналогичные исследования ведутся в ГИС, но с применением скриптовых инструментов обработка данных существенно облегчается и оптимизируется за счет автоматизации. Профили разрезов, оцифрованные автоматически в Octave, отличаются точностью и быстротой построений по сравнению с ручным отрисовкой использованием ГИС (например, ArcGIS, MapInfo или QGIS).

3.5.2 Обработка данных

Поскольку общее количество профилей ККЖ превысило 100 (62 и 52 для северного и южные сегменты желоба), визуализировались только избранные профили для тестирования алгоритма. Для этого реструктурированные таблицы были импортированы в Octave для визуализации и построения выбранных профилей, как далее подробнее описано в этом разделе. Наконец, была проанализирована геоморфология и сравнены два сегмента.

Построение графиков выбранных профилей с помощью GNU Octave было основано на коде, приведенном в Приложении. После того, как таблицы были преобразованы в нужный формат с помощью манипуляций в AWK, они были обработаны скриптом Octave, в результате чего были визуализированы два графика, показывающих северный и южный сегменты желоба. Скрипт Octave был использован для визуализации и построения графиков и морфологического анализа выбранных профилей.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Отрезки желоба были визуализированы на графиках, построенных на основе таблиц, преобразованных AWK на предыдущем шаге. Профили подбирались с учетом качественной и количественной оценка данных. Количественная сопоставимость заключается в повторяемости отбора проб интервалов: каждый 7-й профиль в сегменте N и каждый 5-й профиль в сегменте S до профиля 40 и профиль 52. Качественный отбор был основан на анализе батиметрических форм: аналогичные профили были удалены, чтобы избежать повторяемости и сравнивались только вариативные профили.

Визуализация выбранных графиков морфологии желоба была выполнена путем построения с использованием доступной технической документации Octave. Результаты показывают выбранные графики профилей, построенных на основе таблицы, преобразованной с помощью AWK и визуализированной в GNU Octave с использованием скрипта из m-файла, на примере N-сегмента (северный отрезок). Сегмент S (южный отрезок) был повторен с использованием того же шаблона скрипта в соответствующей таблице и необходимых дополнительных поправок (номера профилей, глубины для сегмента S).

3.5.3 Анализ данных

Использование Octave обеспечило возможность сравнительного анализа геоморфологии выбранных профилей, пересекающих ККЖ, на основе визуализации V-образной формы ККЖ, которую можно заметить в серии изображений поперечных профилей. Графики Octave визуализируют вариации глубин и форм рельефа дна желоба в его северной и южной частях. Южная часть желоба имеет более глубокие диапазоны глубин и более крутой уклон, что вызвано интенсивной сейсмичностью и повышенной вулканической активностью.

Серия ортогональных батиметрических профилей, ориентированных на юго-восток (рис.2), показывает постепенные изменения в геоморфологии ККЖ по островам от Большой Курильской цепи к северу от пролива Буссоль: Симушир, Кетой, Ушишир, Расшуа, Матуа, и далее до северо-восточной оконечности Охотского и Берингово морей. Последовательная обработка данных в цепочке GMT/AWK/Octave, автоматическая оцифровка ортогональных профилей и графическое построение на основе различных алгоритмов анализа данных были протестированы в качестве экспериментальной части этого исследования, направленного на визуализацию морфологической структуры вдоль южного и северного сегментов ККЖ.

Скорость миграции желобов в основном контролируется скоростью нижней континентальной тектонической плиты [246], которая, в свою очередь, зависит от тектонического возраста плиты и реологии [144]. Более подробное изучение тектонического

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

влияния выходит за рамки и размер этой диссертации, которая направлена на изучение морфологии желобов путем развития технической методики пакетной обработки геоданных по GMT, AWK и Octave в виде методологического рабочего процесса. Для дальнейших исследований предлагается сравнительный анализ субдукции и скорости тектонических плит в северной и южной частях желоба, что может быть выполнено как отдельная работа, основанная на наличии точных геофизических и сейсмических данных.

Сочетание различных инструментов анализа данных, таких как скрипты GMT, AWK и Octave, используется для сортировки и изменения формы данных, построения графиков и карт, позволяющих создавать геопространственный анализ выбранных конкретных районов Тихого океана. Успешное применение языков программирования и статистических инструментов для анализа геопространственных данных были продемонстрированы в различных статьях. Однако до сих пор было дано лишь несколько примеров специально для языка AWK и его приложения, поскольку AWK традиционно ограничивается IT-доменами. Текущая работа способствует восполнению пробела в необходимости использования такого эффективного языка как AWK в геологии и морской геоморфологии и отсутствие практических примеров и полных кодов, которые могут быть использованы как техническое руководство.

Понимание сложной взаимосвязи и пространственной изменчивости геологических и геофизических факторов, влияющих на морфологию ККЖ имеет решающее значение для анализа вариативности его геоморфологических структур. Различные факторы способствуют вариативности геоморфологии и форм желоба: субдукция Тихоокеанской плиты на прилегающую Охотскую плиту, сейсмичность и расположение землетрясений. Особые геофизические условия, геологические параметры и процессы седиментации, вызванные активным вулканизмом и сейсмичностью в регионе, относятся к числу решающих факторов, влияющих на геоморфологию желоба. Геологические условия Камчатского края в целом примечательны горными цепями на прилегающей суше, зарегистрированной активной сейсмичностью и магматизмом, крутыми уклонами склон гор Хоккайдо, о. Сахалин и п-ва Камчатка, а также частыми землетрясениями и размываемой литологией. Эти факторы способствуют процессам активной седиментации, которые в свою очередь влияют на геоморфологию желоба. Большое количество осадков поступают в Охотское море, откуда переходят в юго-восточном направлении от Хоккайдо на северо-запад от п-ва Камчатка до соседнего ККЖ.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

3.6 Quantum ГИС

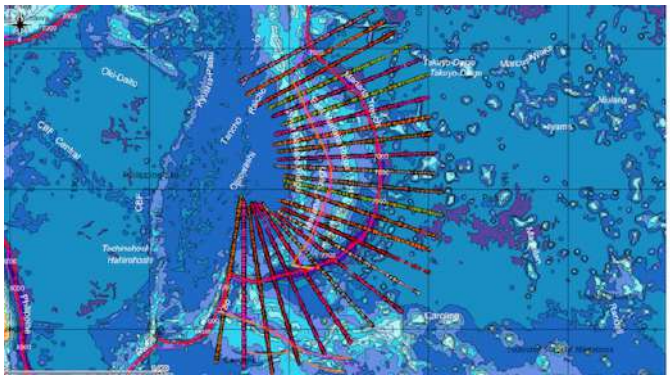
Часть диссертационного проекта была выполнена в QGIS версии 3.6.1 Noosa. Подводная геоморфология была изучена посредством пространственного и статистического анализа профилей поперечных сечений, оцифрованных в выбранных желобах (Марианский и Филиппинский). Обработка данных в QGIS включала различные аспекты обработки данных: поиск данных из веб-ресурсов, загрузка, структурирование и послойная визуализация данных на платформе QGIS, оцифровка и пространственная обработка с использованием ГИС плагинов, геопространственный анализ, сбор данных и экспорт в таблицы csv, передача наборов данных в библиотеки R и Python, статистическая обработка, моделирование и визуализация графических графиков.

Плагины QGIS разделяют несколько сложных задач на более мелкие и более управляемые компоненты: чтение координат, оцифровка поперечных профилей. Рабочий процесс оцифровки в QGIS был ручным. Фрагмент карты и координаты показаны на Рис. 44: карта оцифрованных профилей (слева) и координаты для выбранного профиля (№21), Таблица (справа): (1) фрагмент в географической системе координат EPSG 4326 WGS84. (2), справа: фрагмент в декартовой системе координат. Методология картографирования в QGIS по Марианскому желобу включала следующие шаги:

- Пространственные данные были собраны в виде тематических слоев и загружены в проект QGIS, включая их атрибуты и параметры системы координат: батиметрия, геология, топография, тектоника, отложения мощности, угол наклона, класс аспекта, магматические вулканические зоны, офиолиты и т. д.
- Проект QGIS был спроецирован в систему координат Меркатора (UTM), квадрат N-55.
- 25 батиметрических профилей поперечного сечения были нарисованы вручную через желоб с помощью «Add Line Feature / Панель инструментов оцифровки». Каждый профиль имеет длину 1000 км, расстояние между каждыми двумя – 100 км. Оцифрована геометрия профилей по желобам, атрибуты (названия профилей, координаты).
- Алгоритм был скопирован и повторно введен для следующих 24 профилей.
- Нумерация профилей идет последовательно с севера на юг от 1 до 25.
- Пересечения между линиями батиметрии были выполнены с помощью 'Vector / Analysis Tools / Lines Intersection'. Это привело к получению массива точек вдоль каждого профиля. Каждая точка имеет значение глубины и порядковый номер.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

- Каждый профиль содержал 518 точек наблюдения, координаты XY, данные о глубине высот и тематических геологических данных (например, толщина слоя отложений), хранящиеся в таблице атрибутов. В общий набор данных составил 12590 точек.
- Плагин 'Lat Lon Tools', добавляющий согласованные проекции, был установлен для активации опции QGIS путем добавления значений XY в электронную таблицу.
- Координаты (широты и долготы) были добавлены в таблицу атрибутов каждой линии пересечения с помощью плагина Lat Lon Tools. Этот плагин был выбран в качестве вспомогательного инструмента оцифровки точек для получения датасета по батиметрии и координат точек. Таблицы атрибутов содержат данные в различных сегментах.
- Координаты были добавлены в таблицы атрибутов каждого соответствующего профиля с помощью функции плагина Lat Lon Tools / Conversion / Point layer to fields. Координаты (широта и долгота) начального слоя 25 (Y, X) были добавлены и скопированы в текстовые поля в новых слоях.
- Топография 25 профилей поперечного сечения была построена с помощью ProfileFromPoints, плагин QGIS. Данные топографии были нанесены по средней линии профилей поперечного сечения по отметке Z (глубина). Полученные профили показаны на Рис. 44.
- Информация об атрибутах была получена из каждого профиля и сохранена в таблице, содержащей координаты, глубину и геологическую информацию.
- Таблицы были экспортированы из QGIS (Export / Save Features As) в формат csv для каждого из 25 профилей соответственно. Данные csv считывались в R и Python для статистического анализа. с использованием библиотек Pandas и NumPy.



(1)

	id	ELEV	y	x
1	1	-5600.00000	11.6865489...	142.301692...
2	1	-5600.00000	11.6899884...	142.300652...
3	1	-5550.00000	11.696270711	142.3011271...
4	1	-3550.00000	11.786277489	142.274056797
5	1	-3500.00000	11.793165119	142.272166...
6	1	-3750.00000	11.7716493[illegible]	142.278166...
7	1	-3700.00000	11.774976628	142.277168...
8	1	-3650.00000	11.77820293	142.276272...
9	1	-3600.00000	11.78149916...	142.27538761
10	1	-3850.00000	11.7848567...	142.279932...
11	1	-3800.00000	11.78828561...	142.279035...
12	1	-5150.00000	11.7025067...	142.297196...
13	1	-5100.00000	11.70431752...	142.296696...
14	1	-5050.00000	11.70611694...	142.296199...
15	1	-5000.00000	11.7079048...	142.295706...
16	1	-4950.00000	11.70966153...	142.295215...

(2)

	id	ELEV	y	x
1	1	-5600.00000	1298935.110...	-26206.647...
2	1	-5600.00000	1200092.83...	19567.2841...
3	1	-5550.00000	1300522.94...	-26941.454...
4	1	-5550.00000	1198362.77...	20275.7562...
5	1	-5500.00000	1302255.32...	-27744.136...
6	1	-5500.00000	1196015.207...	21455.5337...
7	1	-4800.00000	1630936.23...	-137536.012...
8	1	-4850.00000	1692725.95...	-208570.60...
9	1	-4850.00000	1685558.86...	-205251.44...
10	1	-4850.00000	1685477.52...	-205213.85...
11	1	-4850.00000	1673425.90...	-199632.63...
12	1	-4850.00000	1542174.816...	-138850.55...
13	1	-4850.00000	1710922.64...	-216997.471...
14	1	-4800.00000	1683328.85...	-204219.82...
15	1	-4800.00000	1674772.27...	-200268.27...
16	1	-5000.00000	1701118.594...	-212455.391...

Рис. 44.

Поперечные разрезы были оцифрованы в QGIS, их координаты и атрибуты значения сохранены в виде таблицы csv. Методология QGIS как пошаговая иллюстрация создания серии

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

из 25 батиметрических профилей, Марианского и Филиппинского желобов, показывает оцифровку профилей. QGIS проект при этом включает дополнительные данные: геология подстилающей поверхности, локальные морфологические условия, вариации литологии, процессы переноса осадконакопления. Геология и тектоника как атрибуты использовались для анализа их влияния на вариативность морфологии желобов. Перед статистическим анализом батиметрия разрезов на участках анализировалась визуально.

3.7 Статистические алгоритмы

Методология представленной диссертации включает в себя ряд разработанных математических алгоритмов для статистического анализа. Функциональность этих методов проверена с использованием статистических библиотек скриптовых языков R, Python, Octave. Для приложений были разработаны различные статистические методы обработки данных. Существующие технологии, предоставляемые R, Python и Matlab/Octave позволяют выполнять точные вычисления и статистический анализ геоданных и создавать датасеты.

Использование машинного обучения в анализе данных для морских геологических исследований в настоящее время являются одними из наиболее передовых и важных технических подходов. Использование алгоритмов машинного обучения на основе программирования обеспечивает точность, эффективность и объективность обработки больших массивов данных (20 желобов Тихого океана), которая всегда актуальна для морских геологических исследований. Эта позволяет обрабатывать большие данные, разделяя их на совместимые наборы данных для статистического анализа. К примеру, можно выбрать таблицы атрибутов по магматизму областей, для анализа возможности землетрясений, или батиметрические свойства и вариативность глубин по выбранным профилям. Статистический анализ геопространственных данных по гистограммам, графикам KDE, диаграммам, регрессионному анализу и других методов были представлены на языках R и Python.

3.8. Язык R для решения задач морской геоморфологии

3.8.1. Преимущества R

Язык программирования R особенно привлекателен для решения задач морской геоморфологии и картографии [279] с точки зрения научных вычислений благодаря его логичному синтаксису и многофункциональным стандартным библиотекам. Используя статистические библиотеки R, была изучена неравномерность действия различных факторов, влияющих на морфологическое строение желобов на примере Марианского и Филиппинского и

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

опубликовано [269; 276]. Они включают в себя такие факторы, как толщина отложений, крутизна склона, угловой аспект, глубина основания и магматизм близлежащих территорий.

3.8.2. Алгоритмы обработки данных в R

Методы включают следующие основные библиотеки R: {ggplot2} для регрессионного анализа, построение кривых плотности распределения данных, диаграммы; {ggalt} для построения диаграмм для сравнения данных по тектоническим плитам, ранжированные точечные диаграммы для корреляционного анализа; {vcd} для мозаичных диаграмм, силуэтных участков для анализа композиционного сходства батиметрических профилей, ассоциативных участков; {car} для ANOVA. Методологическая схема статистического анализа батиметрических профилей включает четыре общих этапа статистического анализа подводной геоморфологии. Геопространственный анализ направлен на извлечения и анализа факторов развития морфологии строения желобов, тогда как кластерный анализ и корреляционные матрицы [271] извлекают группы и классы из общего облака точек наблюдения. Статистическая анализ, выполняемый с помощью скриптов R [130], состоит из отдельных написанных кодов и алгоритма для обработки данных. Представленные коды R используют статистические формулы и алгоритмы, используемые машинной обработкой обработки данных. Иллюстрации обработки данных в R приведены в Приложениях более подробно.

3.9 Язык Python для морской геологии

3.9.1 Преимущества Python

Использование Python, объектно-ориентированного языка программирования высокого уровня общего назначения, для анализа и обработки геоморфологических данных являются относительно новым подходом. Обычно Python применяется в области ИТ, компьютерный анализ данных, наука о данных, статистике. Активное использование Python автором представлено в следующем ряде работ по глубоководным желобам и демонстрирует, что может эффективно использоваться в морской геоморфологии, как показано данных работах. В настоящее время по сравнению с прочими языками программирования, Python становится все более популярным как в промышленности, так и в академических кругах [264; 267]. Различные важные преимущества Python, делают его особо популярным языком среди других. Преимущества Python можно кратко изложить следующим образом.

Полиморфизм, встроенный в синтаксис Python, позволяет легко перегрузить стандартные операторы, чтобы скорректировать свое поведение в контексте текущей задачи. Python является высокоуровневым и постоянно развивающимся языком, он имеет гибкие

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

алгоритмы обработки данных. Еще одна особенность Python - это возможность создавать подклассы данных, содержащие качества своих классов верхнего уровня. Плагины ГИС не могут выполнять анализ данных на таком уровне как Python с такой же эффективностью и визуализацией, как используя библиотеки Python NumPy, SciPy, Matplotlib [275].

Синтаксис кодов Python включает работу с неизменяемыми объектами (строки и кортежи) и изменяемыми последовательностями элементов смешанных типов (списки). Кроме того, разделение кода в видимый интерфейс и запуск делает кодирование интуитивно понятным и быстрым. Важная особенность Python состоит в его объектно-ориентированном подходе: инкапсуляция длинных списков аргументов и передача их в объекты делает реализацию кода эффективной и не перегружает память компьютер, которая освобождается вскоре после удаления последней ссылки на нее. Способность Python к импорту, манипулированию и записи данных в файлы .csv является ключевой функцией, обеспечивающей эффективный анализ данных. В заключение, благодаря долгой истории развития языка, синтаксис в Python представляет собой отформатированный и структурированный стиль, удобный для чтения.

Ввиду этих преимуществ Python был выбран как усовершенствованный инструмент из-за его мощной функциональности и эффективных решений для статистического анализа данных. В представленной диссертации Python применяется для моделирования данных на основе применения встроенных математических алгоритмов и статистических библиотек: Matplotlib, NumPy, SciPy, StatsModel [272]. Эффективность обработки и визуализации данных Python является ключевым фактором для применения его функциональности в данной работе [298]. Подходы научной визуализации и методов анализа данных, опубликованные ранее автором, представляют более подробное техническое описание использования Python.

Python обеспечивает подходящую основу для геопространственного анализа факторов, влияющих на геоморфологию желобов в их отдельных частях. Основанная на Python часть настоящей диссертации реализовала предложенный статистический подход с использованием библиотек Python и встроенных алгоритмов SciPy, NumPy и Pandas. Прикладные методы Python определяют изменчивость локальной морфологической структуры океанического желоба и пространственную корреляцию между переменными (толщина отложений, степень градиента разреза профилей, геопространственное положение сегментов желоба). Обработка больших наборов данных с переменными численными значениями (морфологические, геологические, тектонические и морфологические значения степени крутизны склона) обрабатывались Python и его библиотеками для статистического анализа и построения графиков. Перспективы

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

приложения Python заключаются в его повторяемости кода. Коды Python, продемонстрированные в этой диссертации, полностью предоставлены для повторяемости методов в аналогичных тематических исследованиях. Т.о., предлагаемая методология может быть применима в аналогичных исследованиях по анализу геологических переменных в желобах в контексте анализа морской геоморфологии.

Существуют различные подходы к анализу больших наборов данных в геоморфологии, и многие из них основаны на использовании ГИС в разных контекстах: например, обработка данных морских биологических проб, батиметрическое картографирование, навигация, морская геология и т. д. Новизна использования Python в данной диссертации заключается в реализации мультидисциплинарного подхода, сочетающего программирование с морским геологическим анализом. Большинство современных инструментов ГИС не включают мощные функциональные возможности Python для статистического полного анализа больших массивов данных. Ввиду этого, данная диссертация способствует методологическому развитию технических средств в морской геологии путем интеграции ГИС и программирования на языках R, Python, Octave и скриптовой программы GMT. Ввиду междисциплинарности алгоритмов, методов и кодов Python, продемонстрированных в тематической части данной диссертации, представленная методика может эффективно применяться в других аспектах геологических данных, включая данные наблюдений с НИС.

3.9.2 Анализ данных

Профили были проанализированы путем моделирования на Python. Статистическое моделирование, направленное на анализ взаимосвязей между атрибутивными факторами используют основные существующие статистические методы. Библиотеки Python включали Matplotlib, Numpy, SciPy в качестве основных. Статистический анализ проводился с использованием таблиц, содержащих атрибуты параметров. Топографические значения были выведены из таблицы с глубинами. Значения min/max и квартили были считаны в таблице.

Статистический анализ был основан на библиотеках Python, которые включают математические алгоритмы и общие подходы к обработке и анализу данных [130]. Анализ KDE проводился в библиотеке Seaborn, использующей математические алгоритмы. Объединение профилей позволяет сравнить геоморфологию желобов и увеличивает распознавание вариативности рельефа, глубины и высоты при построении отдельных профилей желобов по отдельности, что позволяет оценить диапазон распределения плотности данных на возвышенностях по желобам.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ

4.1 Курило-Камчатский желоб (ККЖ)

Курило-Камчатский желоб (ККЖ): желоб каскадной формы. Вариативность геоморфологии ККТ заключаются в следующем. Южная часть достигает максимальных глубин -8.200 м, а северная – 7.800 м. Морфология желоба на севере окончания южного сегмента ККЖ при подходе к проливу Буссоль имеет U-образную форму. Клиновидная форма желоба выражена в его южной части на западном склоне.

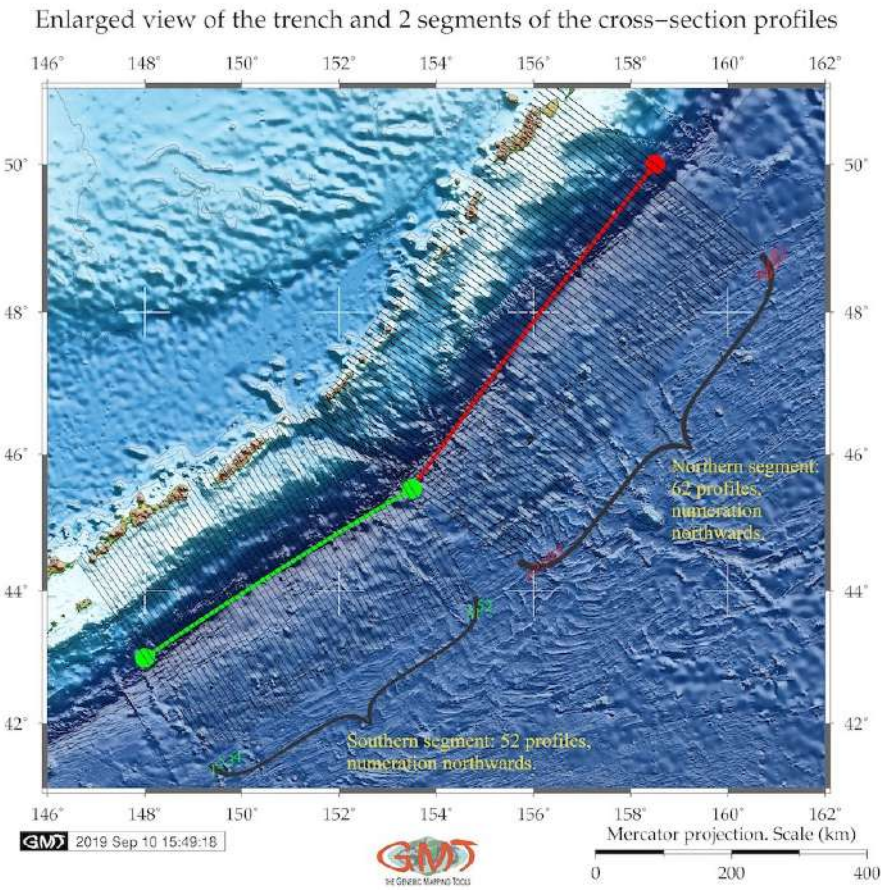


Рис. 45.

На участке вдоль северной части желоба (Рис. 45) определены особенности геоморфологической системы (подводные каньоны, клин желоба, подводные гребни и котловины). Клинообразная или U-образная морфология желоба в двух частях (южный и северный) отличается от внутреннего склона и в продольном направлении по оси желоба. Профили южного сегмента желоба, по сравнению с северным сегментом, расположены вблизи интенсивной вулканической зоны, вследствие чего в этой части присутствуют эрозионные рвы на глубине -3000 м.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Ортогональные батиметрические профили через южный и северный сегменты ККЖ идентифицируют две различных U- и V-образных морфологических особенностей с воздействием на доминирующие процессы: (1) в северном сегменте доминируют процессы отложения наносов, поступающие главным образом с полуострова Камчатка; (2) южный сегмент отличается процессами эрозии и интенсивным переносом наносов. Северная часть желоба показывает более глубокие значения и менее крутые склоны по сравнению с к южному сегменту, который относится к размывающим рвам и дрейфу подводных отложений. Южная часть имеет большие глубины согласно батиметрическое карте и более крутой уклон, что можно объяснить интенсивной сейсмичностью и вулканизмом. ККЖ образует V-образную долину в своем южном сегменте с шириной профиля около 3 км, и корытообразную форму (П-образную в перевернутой форме) в северном сегменте.

Ниже приводится сравнительная оценка батиметрии ККЖ для южного и северного сегментов, разделенных проливом Буссоль. Профилирование проводилось с использованием модулей GMT 'grdimage', 'grdtrack' и 'psxy' [266]. Моделирование состояло из собранных данных 10.706 наблюдений, образцов из 52 профилей в южной части и 12726 из 62 профилей в северном сегменте. Модули GMT psrose и pshistograms использовались для построения гистограмм и диаграмм, визуализирующих переменные глубин и направление склонов. Геология картографирована с использованием модулей GMT pscoast, grdcut, grdcontour. и psxy для построения линеаментов и геологических объектов (офиолиты, разломы, землетрясения, простирание желоба, магнитные аномалии, тектонические плиты, зоны разломов и вулканы).

Южный участок ККЖ. Результаты показывают, что южная часть имеет более глубокую батиметрию, а также различается по морфоструктуре от северной и имеет более крутые уклоны по сравнению с севером, что вызвано сейсмичностью, вулканизмом, геологическими и тектоническими условиями. Сравнение батиметрии ККЖ показало вариативность в северном и южном сегментах: южная часть достигает максимальных глубин -8200 м, северная – до -7800 м [308]. На это влияют геологические условия, поскольку магнитуда землетрясений и сейсмичность выше в юго-западной части региона. Подводные террасы и поймы наблюдались на глубине -4000 м, формируя рельеф сегмента, расположенного к югу от пролива Буссоль. Геопространственный анализ был использован для геологического картографирования на примере Камчатки, региона с повышенной сейсмичностью и частотностью землетрясений. Технически, сравнение двух сегментов желоба проводилось с помощью набора профилей поперечных сечений, построенных по GMT в автоматическом режиме для северной и южной

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

части желоба. Затем морфология обоих сегментов сравнивалась с целью определения характеристик геоморфологии желоба.

Сводная интерпретация 52 профилей сечения СВ-ЮЗ через ККЖ в южной части и показывает следующие результаты. В южном районе (в непосредственной близости активных вулканических пятен), глубины уменьшаются с увеличением широты постепенно по мере продвижения на север. Морфология желоба на северном окончании южного сегмента ККЖ, непосредственно приближающегося к проливу Буссоль, находится на подъеме морского дна с U-образным простиранием. Кроме того, это указывает на субдукцию плиты вдоль северо-западной окраины желоба, выходящего в Охотское море. Вдоль южной части Большой Курильской гряды протянулась линейно система островов: Остров Итуруп, Уруп, Шикотан и небольшая цепь островов. Эти острова создают естественный барьер для обширного переноса наносов вниз по склону из южной части Охотского моря в желоб. В определенном смысле они «застревают» за цепочкой островов и еще больше ограничивают поступление отложений в центральную часть спуска желоба. Подводные террасы представлены вдоль южной части оси желоба. Характерная особенность состоит в том, что глубина южной части морского дна значительно варьируется, даже в пределах соседних выбранных профилей.

В южной части желоба на западном фланге простирается клиновидное тело желоба и откос перед внутренней стенкой желоба Охотского моря, примыкающий к островам Кунашир, Уруп и Итуруп от Курильской Большой цепи. Он показывает типичное и отчетливое морфологическое влияние близлежащей зоны субдукции. Встречаются участки подводных террас, перемежающихся с поймами, в южной части желоба на глубине -4.000 м, образуя характерные очертания на формах рельефа, расположенных на юге, примыкая к проливу Буссоль. Южная часть ККЖ у Курильской котловины создает условия для кратковременного переноса наносов с островов между наземными отложениями, о. Сахалин и Курил с опусканием морских отложений в желоб.

На южном участке система седиментации идет в поперечном направлении простирания желоба и привносит отложения с островов, расположенных на юге Охотского моря: Хоккайдо, Кунашир, Итуруп, Уруп и малые острова южной части Большой Курильской цепи. Южная часть желоба служит стоком для систем рассеивания наносов вдоль активных окраин Курильских островов. В продольном направлении принос осадков обеспечивается отложениями южных Курил. Деформация оси желобов вызвана непосредственно близостью очагов землетрясений, расположенных на юге Большой Курильской гряды.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Северный участок ККЖ Северная часть ККЖ (участок красной линии) отражается в его морфологических особенностях: комбинированные эффекты субдукции тектонической плиты, коллизии, процессы седиментации и близость больших магматических провинций в северной части Тихого океана в районе Берингова моря. В частности, они определяются скоростью конвергенции Тихоокеанской плиты, отложениями и топографией погружения морского дна. Зоны трещин ориентированы в северо-западном направлении от Тихоокеанской плиты в сторону желоба и влияют на отложение наносов. Отложения наносов, заполняющих желоб, контролируются скоростью конвергенции Тихоокеанской плиты к Охотской плите. Анализ и интерпретация 62 поперечных профилей СВ-ЮЗ через ККЖ в северном сегменте показывают следующие результаты [308]. Последовательность профилей, пересекающих северную часть желоба, показывает усеченные формы рельефа у стен каньона Большой Курильской гряды, возвышающиеся приблизительно на 1000 м над уровнем моря, в то время как южная часть цепи островов (о. Итуруп и Уруп) показывает ок. 400 м над уровнем моря. В районе северной части желоба выявлены особенности геоморфологической системы желоба, такие как подводные каньоны, клин желоба, подводные гребни и котловины. В продольной системе осадконакопления, параллельной желобу, приносятся отложения, размытые камчатской орогенной системой на восток, вдоль п-ова Камчатка. Затем массы этих осадков и отложений перемещаются в северо-восточную часть желоба.

Северная часть ККЖ принимает отложения, переносимые в юго-западном направлении от спусков склона Камчатки и северных островов. Отложения насыпи желоба происходят из вулканической дуги, образованной п-вом Камчатка и северным сегментом Курильских о-вов, и прилегающими вулканическими бассейнами. Осадки переносятся в северную часть желоба с Курил через комплекс подводных каньонов, направленный поперек оси ККЖ, заполняющих его терригенными отложениями. Линии ортогональных профилей Nr. 1 и 7, расположенные к северу от ККЖ в перпендикулярном направлении от Возвышенности Академии наук и показывает более крутые очертания, вызванные сейсмическими обстановками и осадочными отложениями, согласно закономерности аккумуляции осадков, в юго-восточной части Охотского моря. Увеличение количества профилей в направлении к северу показывает меньшую глубину промеров, что иллюстрирует предыдущее обсуждение изменений процессов седиментации северного и южного сегментов и рельефа разрезов. Далее по желобу к северо-востоку от о. Шикотан от Курил, профили № 42 и 49 принимают форму желоба неправильной формы размером ок. 8 км. Морфология дна желоба здесь характеризуется пологим уклоном и

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

глубиной не более -7400 м. На обоих профилях северной стенки желоба отмечена островная пологая поверхность Курильских о-вов. Линия профиля № 56 показывает в основном плоские и параллельные формы на более мелких глубинах, которые простираются примерно до -7200 м на морском дне. Линия профиля №62 показывает более мелкую глубину и пологую форму уклона после расширения желоба начиная с о. Парамушир в направлении на север. Стеки местных небольших холмов и выступов через желоб указывают на множественные процессы отложения наносов вдоль склона желоба в северной его части.

Сравнение южного и северного сегментов. Сравнение северной и южной частей желоба демонстрирует клиновидную или U-образную морфологию желоба в двух частях к югу и северу от пролива Буссоль, которая отличается не только от внутреннего склона, обращенного к Охотскому морю, и Большой Курильской гряды, но также и в продольном направлении по оси желоба. Это может можно объяснить реакцией морфоструктуры желоба на вариативность сейсмических и тектонических факторов в разных его честях. Кроме того, к ним добавляются океанологические факторы, такие как интенсивные придонные течения, способствующие осадконакоплению в русле желоба. Различные типы отложений отложения, заполняющие желоб в его северной и южной части, различаются по содержанию субстрата: осадки преимущественно вулканического происхождения находятся на юге по сравнению с северной частью, на которую могут повлиять различные сейсмические условия и сложные пути переноса наносов. Более крутые формы рельефа в целом наблюдаются в южной части желоба по сравнению с ее северным сегментом. И в южной, и в северной части желоба, донные отложения подвержены влиянию поперечной и продольной передачи наносов и осадков.

Результаты сравнительного анализа двух отдельных частей желоба, расположенных севернее и южнее от пролива Буссоль, показывают, что южная часть глубже, достигая глубины -8200 м, а северная часть имеет -7800 в максимальных значениях. Анализ данных был проведен для изучения пространственного изменения геоморфологии желоба, включая взаимосвязь факторов, влияющих на ее изменение (геодезические, сейсмические, геологические и батиметрические). Вариации магнитуды и сейсмичности землетрясений в исследованном районе, расположенные выше в юго-западной части желоба, а также в меньшей степени расположение магнитных аномалий, простирающихся на северо-востоке, влияют на батиметрические характеристики, которые показывают более глубокие значения в южной части и вариативность форм рельефа. Профили поперечного сечения северного сегмента ККЖ

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

показывает более глубокие значения и менее крутые склоны по сравнению с южным сегментом, который относится к размывам рвов и выносу подводных отложений.

Напротив, южные профили вдоль желоба, по сравнению с северным сегментом, расположенным вблизи интенсивной вулканической области, демонстрирует эрозионные рвы на глубине -3.000 м, корректирующие Большие Курилы. Это отражает серию недавних землетрясений, произошедших у острова Шикотан в южной части ККЖ. Кроме того, аномальная металлогения Южного Курильского сегмента определяет глубинную геодинамику, которая обеспечила влияние потоков энергии флюидов от суб-субдукции и над-субдукции астеносферных зон. Профили в южном сегменте желоба в целом имеют более сложную морфоструктуру, отражающую картину процессов эрозии по верхнему склону и отложения наносов по сравнению с северным сегментом. Таким образом, ориентированные на сушу подводные гребни желоба, обращенные в сторону Большому Курильские гряды, образуют скошенный рельеф в сторону берегов Южных Курил. Южная часть желоба отражает воздействие эрозионных процессов в направлении с северо-востока на юго-запад, вызванных интенсивными землетрясениями, расположенные на юге Большой Курильской гряды.

Северная часть желоба, пострадавшая от многочисленных землетрясений на п-ве Камчатка, находится под влиянием большого количества накопленных наносов. В северном сегменте ККЖ отмечаются более мелкие глубины и пологие склоны в морфологии желоба. Напротив, южная часть представлена склонами с V-образной формой и более крутой морфологией, на которую влияют специфические геофизические условия южной части Курильских о-вов, характеризующиеся намагниченной аномалией зоны океанической коры. Местоположение стыка двух разных сегментов Курильских островов, южного и северного, соответствует субширотной магнитной аномалии. Северо-восточное направление магнитных аномалий зафиксировано на океаническом склоне желоба вплоть до его островного склона, тогда как южный отрезок оси желоба ориентирован параллельно. Ортогональные батиметрические профили южного и северного сегментов ККЖ идентифицируют два отличных U- и V-образных морфологических типа с преобладающими процессами: (1) в северном сегменте доминирующими процессами на полуострове Камчатка являются отложения наносов; (2) в южный части, расположенной недалеко от островов Хоккайдо, Итуруп и Уруп и второстепенного острова Большой Курильской цепи, они отличаются процессами размыва и интенсивным переносом наносов. Интенсивный вулканизм в различных части ККЖ объясняет высокую массу наносов, образованных постепенным накоплением вулканических отложений.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Сравнивая полученные два графика, сегментов желоба, расположенных к северу и югу от пролива Буссоль, показывают, что южная часть глубже, достигая глубины -8200 м, в то время как северная часть имеет максимальные значения -7800. Это можно объяснить тем, что северная часть испытывает воздействия от многочисленных землетрясений желоба, расположенных на п-ове Камчатка, что подвержено влиянию накопившихся крупннообломочных отложений. Более мелкие глубины и пологие склоны отмечены в морфологии северной части ККЖ. Результаты анализа набора данных сравнивались и было отмечено, что профили, расположенные в южной и северной частях, различаются глубиной и крутизной из-за влияния геологических условий и сейсмичности. В целом, профили в северной части желоба показывают более глубокие значения и менее крутые уклоны по сравнению с южным сегментом, который относится к размывающим рвам и дрейфу подводных отложений. С другой стороны, южная часть желоба имеет более глубокие батиметрические диапазоны и крутой уклон желоба по сравнению с северной частью. На это может повлиять интенсивная сейсмичность и вулканическая активность в этой конкретной области желоба. Кроме того, желоб образует V-образную долину в южном сегменте шириной около 3 км в профилях и более U-образной формы в северной части. Форма склонов и более крутая морфология южной части желоба зависит от специфических геофизических условий южной части Курильских островов и зон намагниченных аномалий океанической коры.

V-образная долина участка желоба, граничащего с островами Итуруп и Уруп, идет в направлении с востока на север, от пролива Буссоль. После этого желоб простирается в северном сегменте вдоль о. Шикотан, Харимкотан, Онекотан, Парамушир и Шумшу и, наконец, достигает Камчатки. Вариации в южной и северной части желоба отражают различия в местных геологических условиях, поскольку желоб приурочен к зонам тектонической субдукции. Кроме геологических факторов, геоморфология желоба зависит от местных тектонических условий. Субдукция тектонических плит может быть одной из причин, которая повлияла как на движение ККЖ, так и на морфологию субдуцирующей Тихоокеанской плиты на глубине в северной и южной частях желоба, которые можно разделить по двум типам морфоструктур в его северной и южной частях. Изменения в физических свойствах и реологии тектонической плиты могут быть результатом ее деформации при изменении формы от почти горизонтальной до почти вертикального, изменении скорости субдукции плиты или их комбинация.

Различные геофизические факторы влияют на геоморфологическое строение желоба и вызывают вариации его морфологического строения, среди которых тектоника играет

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

основную роль в формировании желоба. В случае с ККЖ, это вызвано продолжающейся субдукцией большой Тихоокеанской плиты под малую Охотскую плиту [35]. Последняя является районом активных грабенов, расположенных южнее цепочки малых осадочных бассейнов в протяжении хребта Черского [21].

На дне глубоководной желоба обычно образуется продольный канал под воздействием турбидитовых течений. Это создает благоприятные условия для характерных движений песчаных отложений, образующие крупные вытянутые скопления осадков. Например, в случае Марианской впадины можно выделить два основных типа седиментации. Первый представлен пелагическими отложениями, накопленными в результате гравитационных сил, перемещающих взвешенное вещество из столба воды в более глубокие части. Второй тип представлен алеврито-глинистыми отложениями. В высоких широтах они могут быть смешаны с ледниковыми и моренными отложениями. Скорость такой терригенной седиментации может достигать 175-200 мм/1000 лет. Осадки на дне глубоких океанских желобов в основном накапливаются по горизонтали и представляют собой преобладающий тип песчано-алевритовых турбидитов с градационной стратификацией. Анализ осадконакопления внутри желоба, его тектоника и геология могут визуализировать корреляцию между глубоководными отложениями и изменениями морфоструктуры желоба. Использование наборов больших массивов данных в подводной геоморфологии актуально для количественной оценки корреляции между морфоструктурой дна желоба и глубоководными отложениями.

4.2 Алеутский желоб

Моделирование на основе GMT продемонстрировало следующие результаты. Топография в районе Алеутского желоба (АЖ) колеблется от -8.200 до -2.000 м (Рис. 46). Гравитационная модель геоида показывает, что большинство значений лежит в интервале от -10 до 20 мГал с самыми низкими значениями вдоль желоба.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

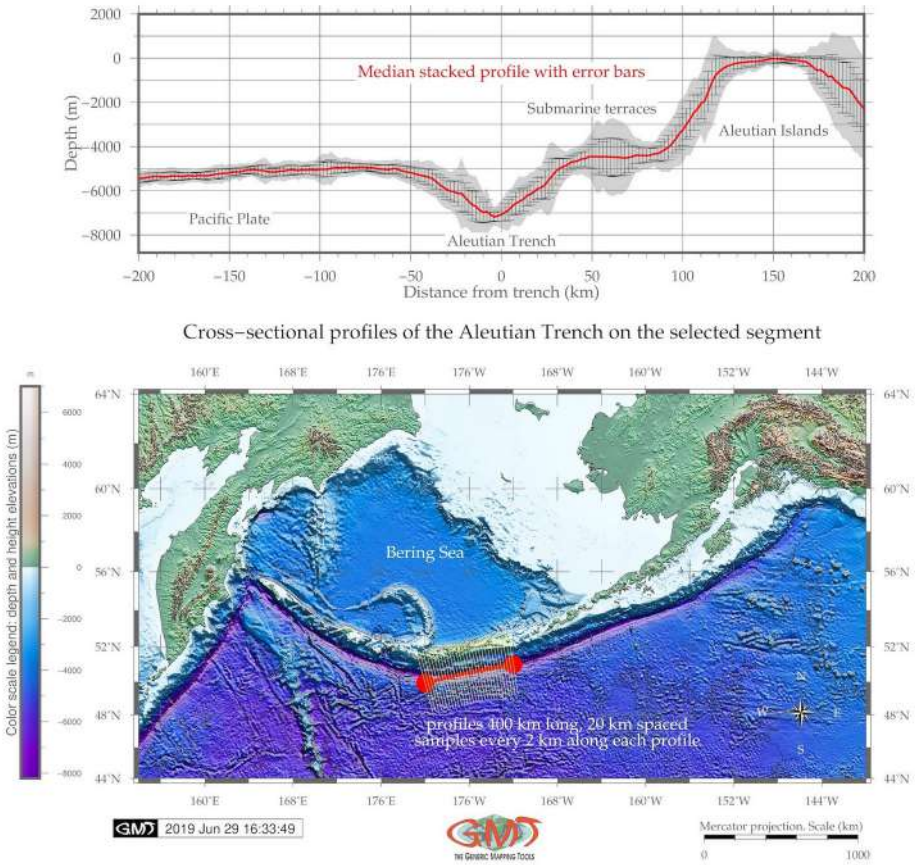


Рис. 46.

Построенные в автоматизированном режиме профили желоба расположены с расстоянием между каждой парой 20 км, с интервалом 2 км вдоль профилей и имеют общую протяженность 400 км, то есть по 200 км в обе стороны от желоба. Согласно моделированию статистической гистограммы, наиболее частое значение глубин в исследуемой области желоба – 4.800 с частотой 1.722.

Полученные профили поперечного сечения на выбранном участке желоба включают сочетание батиметрической карты ETOPO1 с набором автоматически построенных профилей, а также статистическую визуализацию медианных профилей. Были протестированы четыре подхода к моделированию линейного тренда профиля желоба. Моделирование поверхности было выполнено с использованием xyz-аппроксимации на основе данных ASCII. Результат продемонстрировал распределение локальных батиметрических данных по поперечных профилях АЖ. Визуализация подводной геоморфологии предоставила контекст для дальнейшего геологического анализа относительно формы желоба, наличия террас, крутизны склонов, расположение каньонов, а также их распределения и морфоструктуры желоба.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Батиметрия визуализировалась с помощью цветовой палитры. Исходные данные получены на основе данных спутниковых альтиметрических измерений и зондирования океана, предоставленных глобальными геопространственными источниками. ETOPO1 включает существующие батиметрические данные и использует интерполированные значения силы тяжести. Статистический анализ батиметрических данных показал, что глубины с диапазонами от -5600 до -5400 м отмечены в 1106 данных (8%); глубины с диапазонами -5400 до -5200 м имеют повторяемость 846 проб (7%); глубины с диапазонами -4900 и -5200 м имеют повторяемость 1.297 (11%). Самые глубокие значения зафиксированы как -4.900 и -4.700 при 1.722 пробах (13,2%). Более мелкие значения продемонстрировали мелководные участки с диапазоном глубин от -4500 до -3000 м с промерами менее 200 (всего менее 2,5%). Значения <-500 м, относятся к шельфовым районам вблизи Алеутских о-вов, регулирующих желоб.

Морфологический анализ показал, что северо-западная часть желоба со стороны цепи Алеутских о-вов имеет более крутой и короткий склон с расположенными рядом морских террас. Несколько моделей и карт иллюстрируют геологическое, геофизическое и геоморфологическое моделирование территории. Батиметрические данные ETOPO1 были оконтурены с интервалами 500 м с использованием GMT модуля „grdcontour“. Модуль GMT trend1d был применен для построения статистических трендов АЖ, используя 4 функциональных подхода математических аппроксимаций тренда уклона профиля желоба на основе Фурье преобразований и визуализации медианного и среднего профилей. В результате, данные моделирования поверхности были получены путем моделирования табличных значений xyz.

4.3 Центральноамериканский желоб

Результаты моделирования геопространственных данных ЦЖ показывают морфоструктуру рельефа в ЦЖ и поверхностные тренды, которые выявляют неровности в структуре [262]. Геоморфологическая структура ЦЖ имеет прямую и крутую форму склонов с более крутым выходом к океану передней дугой, что коррелирует с сейсмичностью (Рис. 47). Основные образцы наблюдений имеют значения глубин от -3000 до -6200 м при ширине дна 3-5 км. Полученные аномалии силы тяжести в редукции Фая характеризуют отклонения геоида от эллипсоида формы Земли и коррелирует с контурами плит. Промежуточные значения (20-30 мГал) обнаруживаются на откосах желоба, тогда как самые высокие значения зафиксированы в горных районах. Модель профилей поперечного сечения показана на батиметрической карте и

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

нанесенном ряде профилей: выступы желоба со стороны океана и более крутой склон на континентальной стороне.

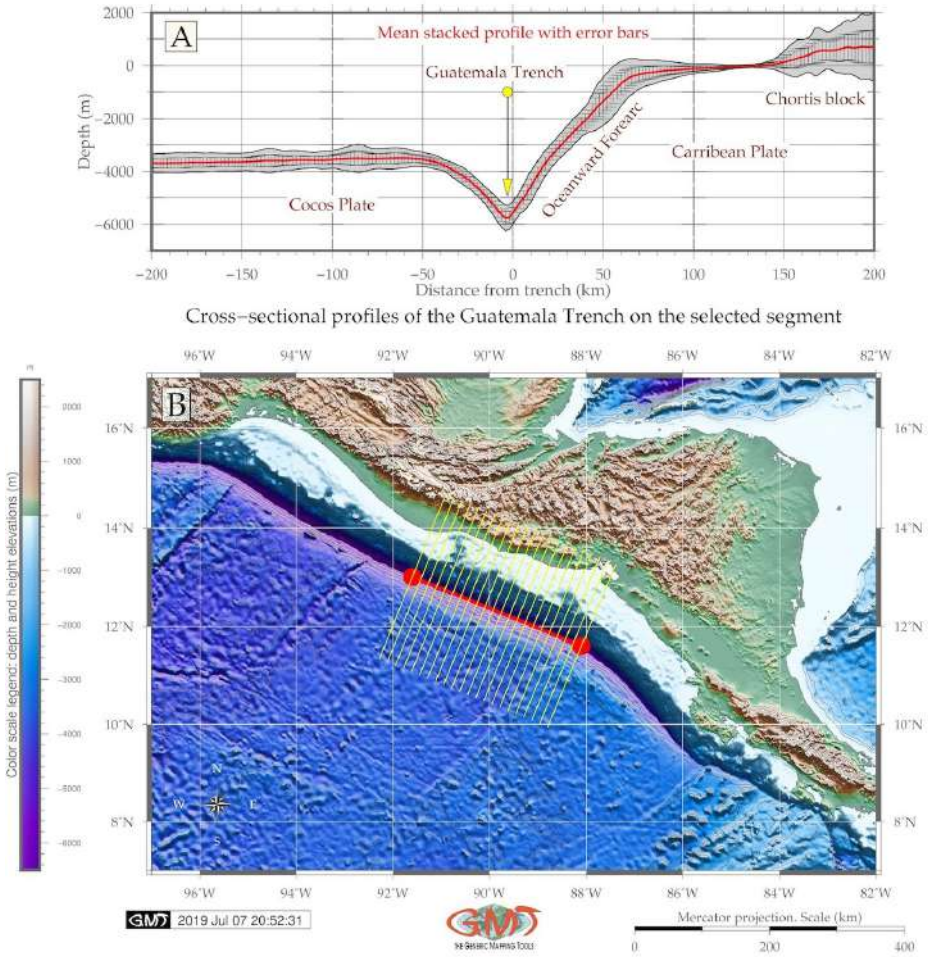


Рис. 47.

Террасы были менее четко очерчены, в связи с региональной спецификой геоморфологии ЦЖ, что представляет собой очень прямой крутой склон без значительных искривлений. Геоморфология ЦЖ формируется как результат сложного взаимодействия геохимической обстановки, литологии, седиментационных процессов, геологических ключевых факторов и тектонических механизмов в районе исследования. Эти факторы включают, среди прочего, тектонические и геодинамические факторы, сильное влияние вулканической активной зоны, геохимические содержание субстрата. Расположение батиметрических наблюдений в анализе тренда указывает на основные общие тенденции сходства характеристик дна в его морфоструктуре. Таким образом показано четкое разделение склона к океану с более крутым углом в районе простирания плиты Кокос, котловины, и долины желоба.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

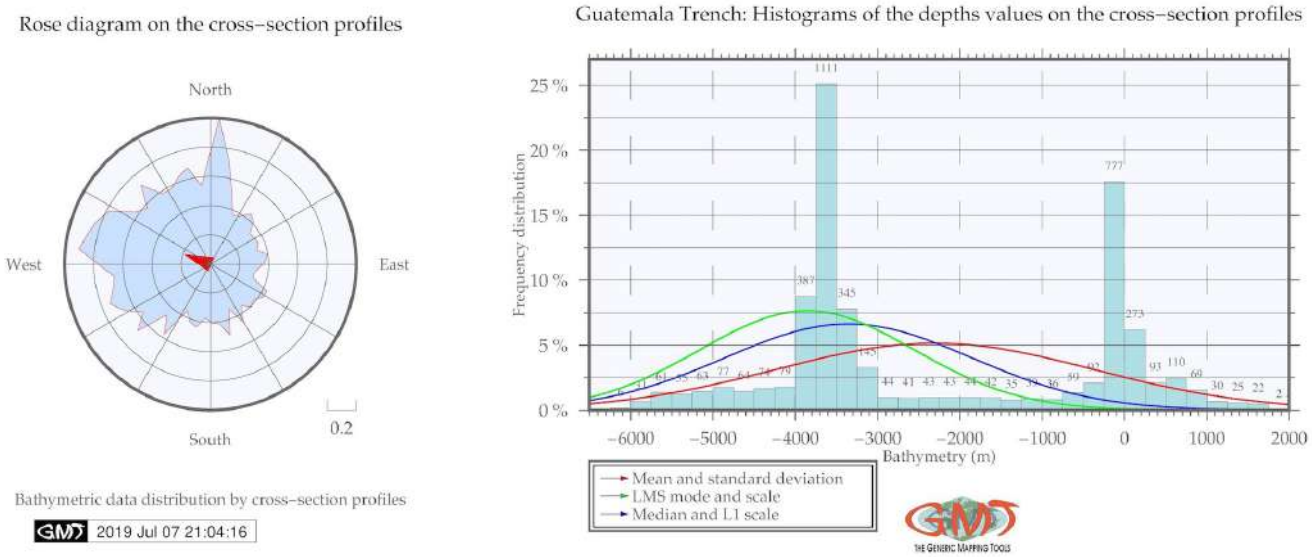


Рис. 48.

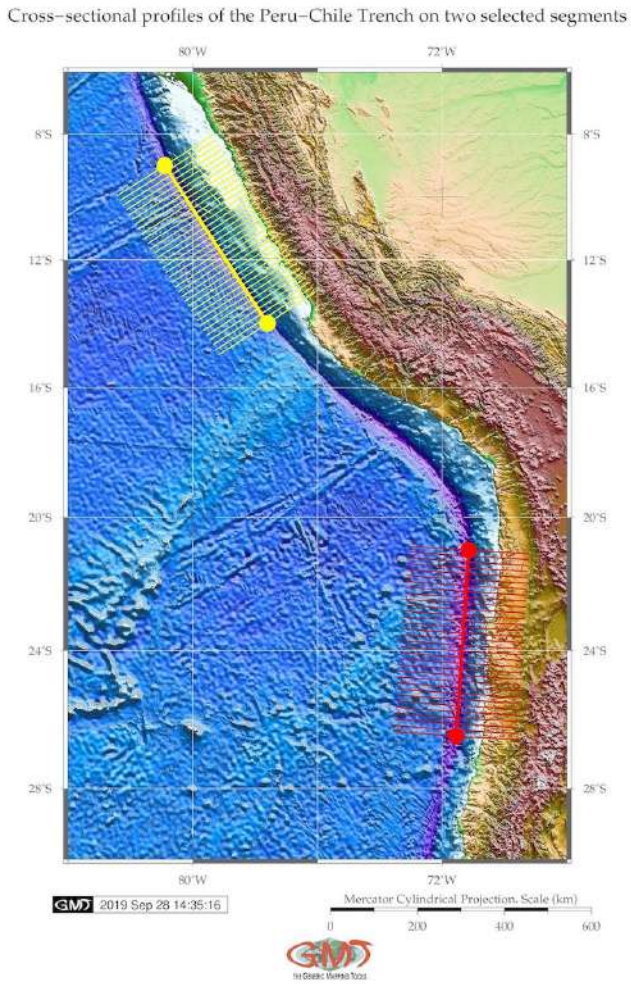
Моделирование геопространственных данных выявило характерные особенности геоморфологии и морфоструктуры желоба. В морфоструктуре желоба продемонстрирована ее относительно крутая и прямая форма, которая соответствует предыдущим результатам сейсмической съемки [338]. Проведенный пространственный анализ продемонстрировал, что основные точки промеров глубин ЦЖ расположены между -3000 и -6200 м. Распределение частотных данных батиметрических проб показывает заметные изменения в ЦЖ по профилям. Наблюдается увеличение частоты на глубинах -3000 до -4000 м, что вызвано специфическими геологическими свойствами Кокосовой плиты.

Самый глубокий диапазон данных батиметрии с 1.111 записями занимает 25% от общего пула выборок точек наблюдения. Средние значения выборок наблюдений имеют значение -2200, в то время как LMS показывает 7,5% значений на расстоянии от -4000 до -3500 м, а средние значения имеют значения от -3200 до -3300 м [262] (Рис. 48). Северо-западное распределение диаграммы показывает крутой склон на переднем крае желоба в сторону океана с относительно небольшим количеством образцов наблюдений из-за крутизны континентального склона с более плотными образцами на Кокосовой плите, где морфология отличается более мягким склоном. Модель геоида существенно отличается перемещениями в юго-восточном направлении по исследуемому району с четко выявляемой полосой вулканической цепочки Тихого океана.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Максимальные значения аномалии силы тяжести в редукции Фая свыше 20 мГал зафиксированы в юго-восточной части региона к югу от Никарагуа: полуостров Никоя и Коста-Рика. В районе Никарагуа в основном это значения 5-15 мГал. Залив Техуантепека имеет самые низкие обнаруженные значения аномалии силы тяжести в редукции Фая в диапазоне от -15 до -25 мГал [262]. Результаты показывают, что морская вертикальная гравитация на ЦЖ явно связана с тектоникой региона, что соотносится с контурами основных линий тектонических плит. Промежуточные значения (20-30 мГал) располагаются на откосах желоба, при этом обнаруживаются самые высокие значения в основном в горных районах. Полученные данные свидетельствуют о том, что морфоструктура ЦЖ имеет прямолинейную форму склонов с более крутым уклоном на внешнем фланге, направленном в сторону океана.

4.4 Перу-Чилийский желоб



Результаты автоматической оцифровки профилей Перу-Чилийского желоба (ПЧЖ), представленные в виде двух сегментов заключаются (Рис. 49) в следующем: геоморфология чилийских желобов имеет более глубокую батиметрию и более крутой уклон на плите Наска. Напротив, перуанский сегмент желоба демонстрирует более пологий рельеф со стороны океана (Рис. 50). Сравнение гистограмм по батиметрии в обоих сегментах показывает, что перуанский сегмент имеет меньшие глубины с максимальной зарегистрированной -6500 м, тогда как чилийский сегмент достигает глубин -7800 м. Частота записей глубин в чилийском сегменте представляет более унифицированное распределение данных для диапазона глубин от -6000 м до -7000 м по сравнению с перуанским сегментом со следующим количеством точек выборки: 86, 88, 88, 72.

Рис. 49.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

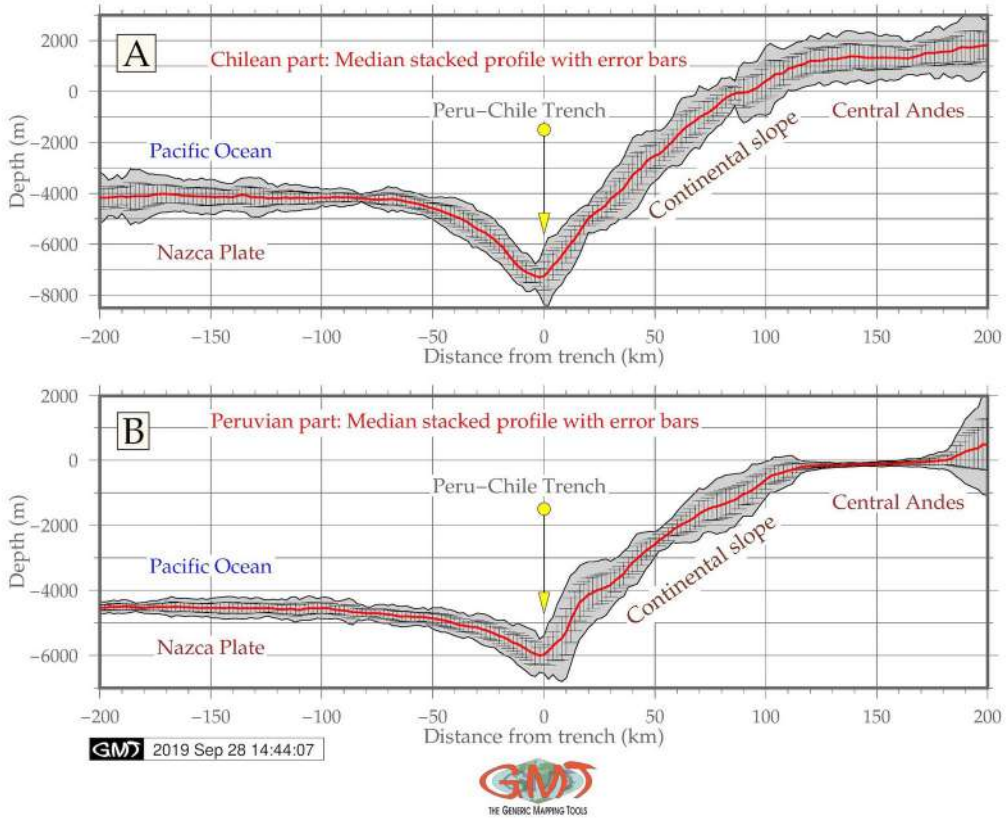


Рис. 50.

Напротив, для того же диапазона глубин перуанская часть желоба насчитывает 56 и 84 пробы. Сравнение частотных данных для обоих сегментов показывает следующее: перуанский сегмент имеет большинство данных (23%) и 1.410 образцов в диапазоне от -4500 м до -4700 м, что показывает наиболее частые значения для перуанского сегмента желоба. Это показывает пик всех данных с очень крутой структурой их распределения. Остальные данные в соседнем диапазоне значительно ниже: 559 проб (от -4700 до -5000 м) и 807 (от -4200 до -4400 м) для перуанского сегмента. В то же время, чилийский сегмент имеет более равномерное распределение данных. Взглянем на те же данные глубин: 205 проб на глубину от -4700 до -5.000 м (против 559 для перуанского сегмента); 731 для -4.200 м до -4.400 м (против 807 для перуанского сегмента); 317 на дальность от -4.500 м до -4.700 м (против 1.410 в перуанском сегменте, что является наиболее частым). Напротив, наиболее частая глубина для перуанского сегмента ПЧЖ находится в диапазоне от -4.000 м до -4.200 м (827 зарегистрированных образцов) по сравнению с диапазоном от -4.500 м до -4.700 м для перуанского сегмента (1.410 записанных образцов). Это демонстрирует что перуанский сегмент ПЧЖ в целом более глубокий, а морфоструктура его строения круче с резкими откосами.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

4.5 Желоб Кермадек

Полученные профили ЖК отображены в виде двух сегментов (красного и зеленого для желобов Кермадек и Тонга) на Рис. 51. Автоматическая оцифровка профилей поперечного сечения для ЖК показала, что ЖК имеет более пологую форму западного склона у границы с хребтом Тонга. Результаты сравнительного анализа также показывают, что ЖК имеет более крутой вид с 2641 промерами глубины в диапазоне от -6600 до -6800 м.

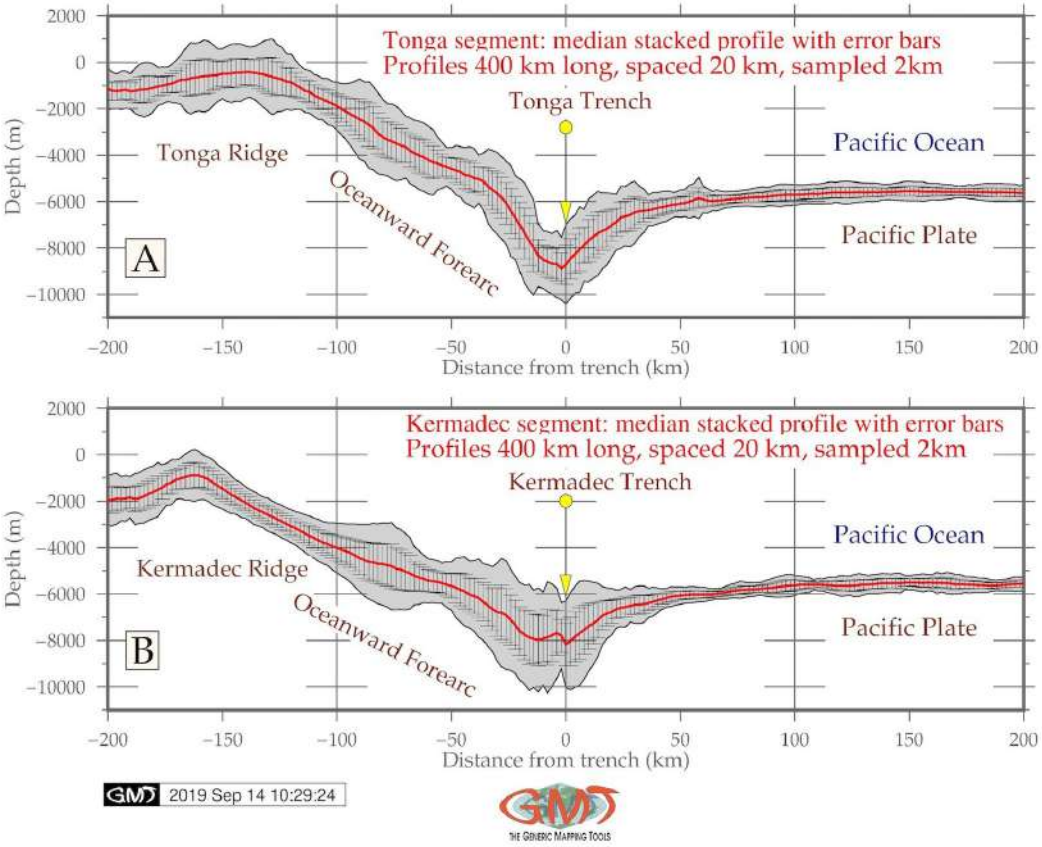


Рис. 51.

Сравнение максимальных глубин значений (свыше -9.000 м) для ЖК в сумме дает 251 отборов проб, доказывая, что ЖТ глубже, чем ЖК. Если сравнить вариации глубины морского дна в диапазоне от -6000 до -5000, можно отметить, что ЖК имеет больше значений в этом диапазоне (6.167 образцов). ЖК имеет более пологий склон и меньшую глубину. Это иллюстрирует тектонические и геологические локальные вариации, а также различные типы осадконакопления желобов Кермадек и Тонга, вызывающее вариации их морфоструктуры, несмотря на их близкое расположение. Литосфера океана имеет сложную структуру, различающуюся в разных частях желобов, расположенных в области перемещения тектонических плит. Типология и классификация морских отложений рассмотрены в

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

имеющихся работах, основанных на геопространственном анализе, направленном на описание расположения и особенностей отложений в различных глубоководных желобах [175; 245; 61]. Связь субдукции, землетрясений, и влияния толщины морских отложений на деформацию морфоструктуры желоба и верхней плиты обсуждается в существующих работах [195].

4.6 Желоб Тонга

Желоб Тонга (ЖТ) имеет меньшую глубину по сравнению с ЖК, несмотря на близкое расположение (Рис. 52).

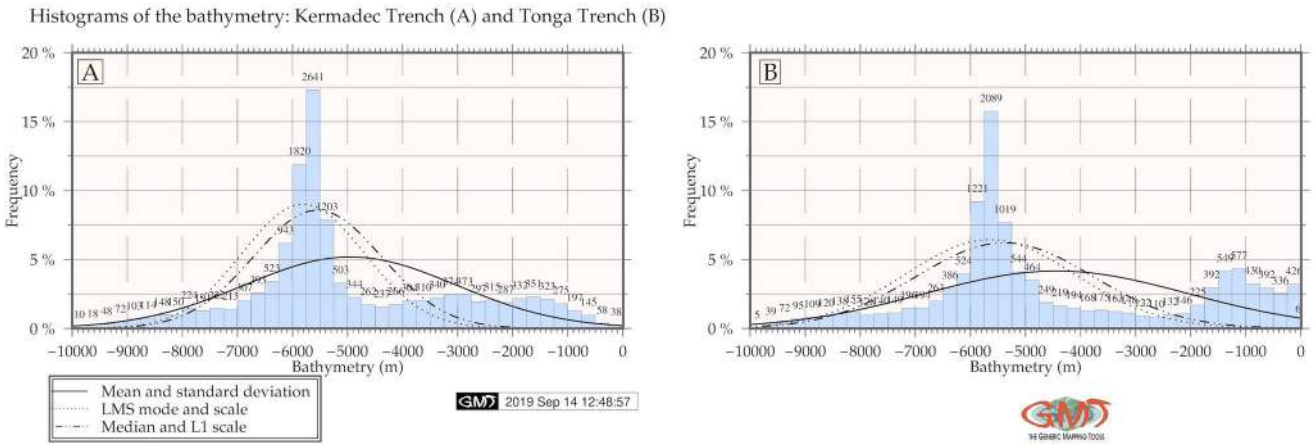


Рис. 52.

Сравнение самых глубоких значений (свыше -9000 м) показывает для ЖТ 320 отборов проб на данных глубинах. Сравнивая варианты глубин морского дна в диапазоне от -6000 до -5000 м, можно отметить, что ЖТ имеет 4803 выборок. Автоматическая оцифровка профилей поперечного сечения показали, что геоморфология ЖТ имеет более крутой уклон на западном фланге. Результаты показывают большие значения глубин, неровность дна и крутой уклон профилей для ЖТ по сравнению с ЖК.

4.7 Желоб Вануату (Новые Гебриды)

Результаты моделирования профилей поперечного сечения для желоба Вануату (ЖВ) продемонстрировали, что ЖВ достигает значений -7000 м (Рис. 53). Форма гистограммы различается двумя полосами: ЖВит имеет распределение данных в виде колокола с двумя пиками при значениях глубин от -3500 до -3700 м, а второй — на диапазоне от -4800 до -5000 м, то есть большинство значений находятся в общем диапазоне от -5000 до -3000 м. Здесь отмечено 1605 отборов (517, 653 и 435). Из них первый пик имеет значения глубин от -3300 до -4000 и 839 наблюдений (238, 304, 297) и далее на глубинах от -4500 до -5200 м. Окружающий рельеф двух желобов варьируется: для ЖВит прилегающая абиссальная равнина имеет

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

выположенный рельеф, в то время как для ЖВан окружен более сложным подводным рельефом бассейна северного Фиджи (восточный фланг), так и западного побережья.

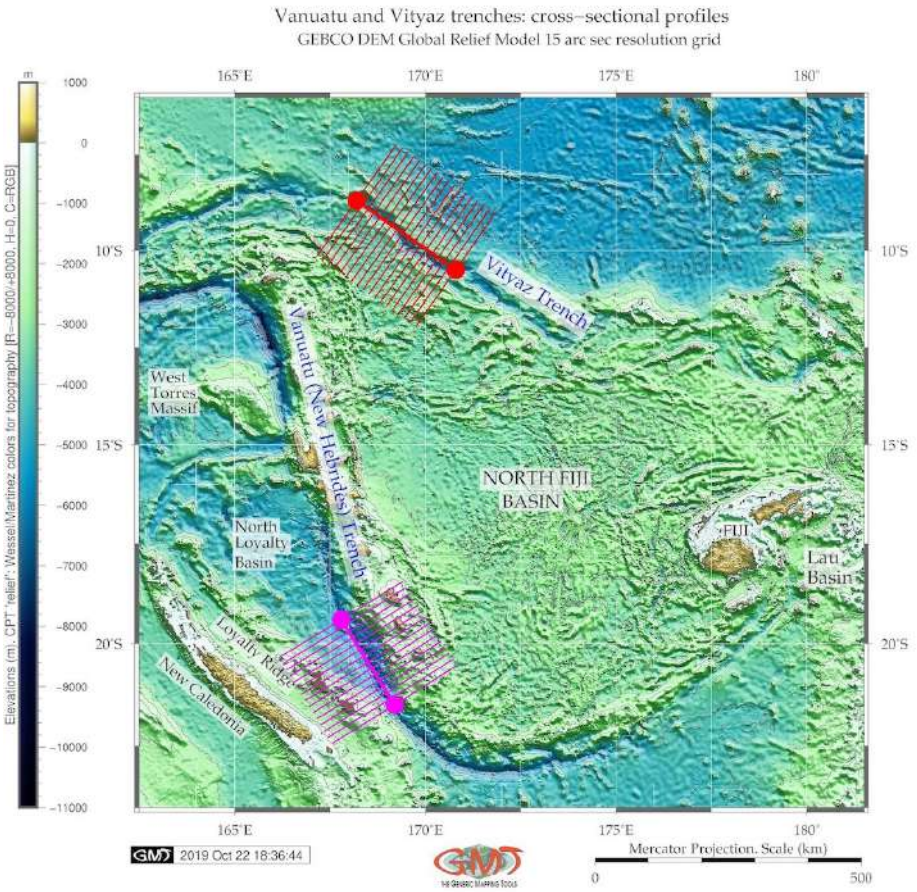


Рис. 53.

Сильная корреляция осей желоба с границами двух тектонических структур (Тихоокеанская и Индо-Австралийская плиты) указывает, что происхождение морфологии желобов обусловлено геодинамическими факторами, которые приводят к образованию желобов, определяемой движениями плит. Местные геологические условия, протяженность тектонических плит, сложные геологические процессы и седиментация Жван и ЖВит объясняют различия в их морфоструктуре.

4.8 Желоб Витязь

Результаты моделирования ЖВит показывает глубины не превышающие -6.100 м. По сравнению с Жвит, ЖВан имеет более V-образную классическую форму для желоба с пологими формами на обоих склонах (западный и восточный). Сравнение средних значений двух желобов показывает, что выбранный участок ЖВит имеет меньшие глубины с максимальным 5.000 м, в то время как ЖВан имеют глубины с -6.000 м. Самые глубокие значения (свыше -5000 м) для

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

ЖВит отмечены для 413 промеров. Морфоструктура двух желобов существенно различается: ЖВит имеет более плоское широкое корытообразное дно, с более крутым уклоном на восточном фланге.

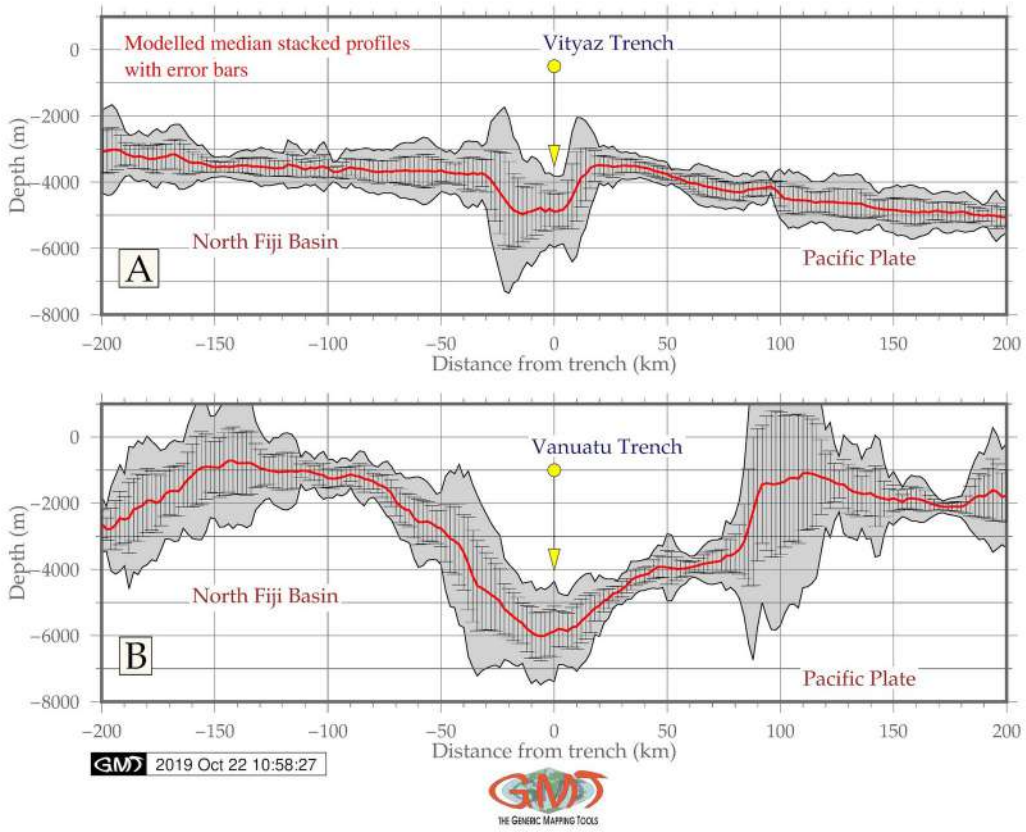


Рис. 54.

Сравнительный анализ геофизических сеток выявил структурные характеристики двух океанических желобов, ЖВан и ЖВит (Рис. 54), и прилегающей океанической коры северной части бассейна Фиджи. Согласованность растров с данными аномалии силы тяжести в редукции Фая и вертикальным градиентом силы тяжести подтверждают, что сетки хорошо совпадают для 10 мГал, диапазон 3-10 мГал означает переходную зону гравитационной аномалии, в которой увеличивается когерентность. В интервале 10-20 мГал когерентность снижается до очень узкого интервала, и корреляция совпадает до 100 мГал. Согласованность гравитационного градиента добавляет новую информацию к интерпретации данных, охватывающих активные сходящиеся границы в Тихом океане. Распределение данных для ЖВан при этом более равномерно при небольшом увеличении глубиной (от -2200 до -800 м), для 1353 проб, что отмечено на соответствующих интервалах на гистограмме, а также на карте батиметрического моделирования данных (Рис. 55).

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Корреляцию между геоморфологией океанского дна и расположением желобов можно проиллюстрировать осадконакоплением, что в результате выражено к значительной деформации изначальной формы желоба. В частности, толстый слой отложений, постепенно заполняющий желоб, приводит к сложным морфологическим изменениям, таким как выдавливание внешней части желоба или деформированного его краевой части оси. Накопление погруженных наносов также влияет на литосферное отклонение вниз вдоль желоба [151]. Эффективная упругая толщина в зонах субдукции тектонических плит, ограниченная прочностью океанической литосферы, имеет важное значение для объяснения тектонических и геодинамических процессов, воздействующих на формирование морфоструктуры желобов.

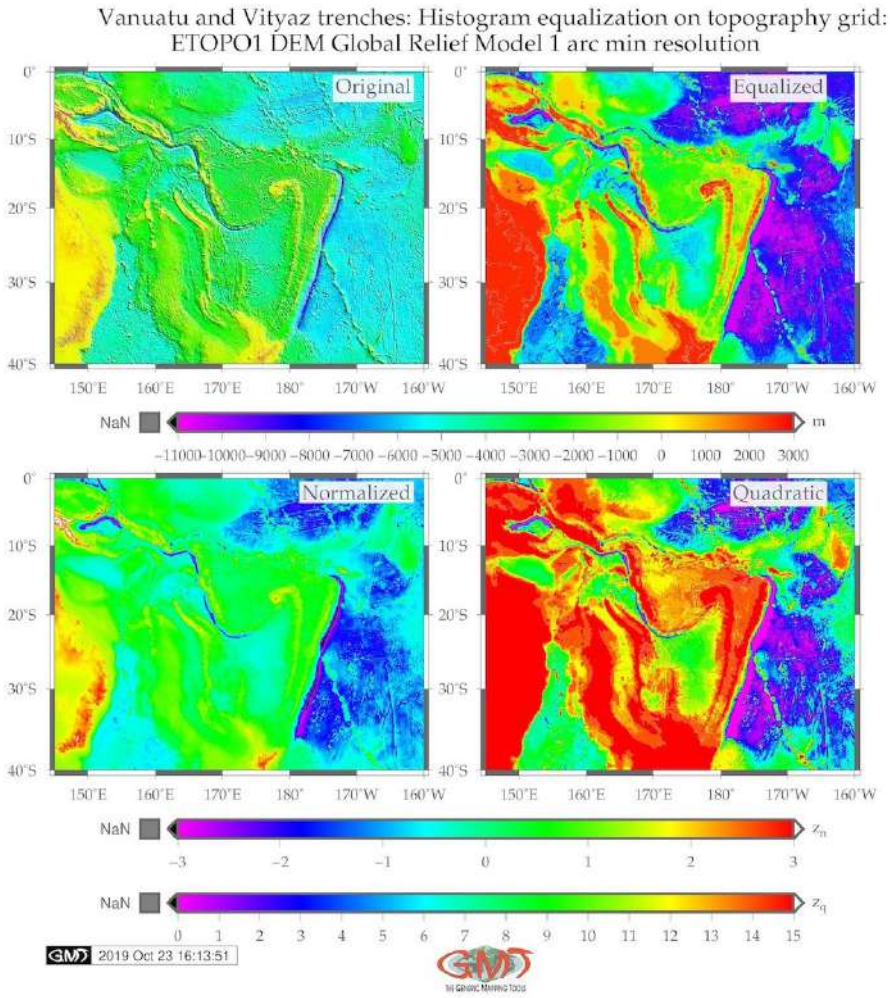


Рис. 55.

4.9 Новобританский Желоб (Бугенвиль)

Новобританский желоб (НБЖ) имеет асимметричное U-образное поперечное сечение профиля, с выраженным уклоном на запад в восточном направлении между 35° и 41°.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Увеличение глубины НБЖ имеет постепенный плавный характер: на отрезке 50 км достигая -2000 м на фланге со стороны Соломонова моря (Рис. 56). На графике поперечного сечения НБЖ заметно асимметричен и имеет наклон в сторону суши, дугообразный на востоке. НБЖ более мелкий по сравнению с ЖСК имея глубины в среднем <-7000 м [282].

Самые высокие значения выборки регистрируются в диапазоне глубин от -5000 до -5200 м, (272 образцов), за которыми постепенно следует диапазон глубин от -5200 до -5000, далее от -5000 до -4800 и от -4.800 до -4.600 м (кол-во образцов: 204, 189, 157). Глубины НБЖ постепенно увеличиваются в сегменте от -50 до 0 м на профиле в поперечного сечения желоба, и уменьшаются на диапазоне от -3.000 до -7.000 в западном направлении, достигая максимальных глубин при -7.000 м и среднего значения при -8.000 м [282]. Гистограмма имеет усеченный вид по правому флангу желоба с преобладающими значениями на малых глубинах и уменьшающимися <-5.000 m по сравнению нормальным распределением данных ЖСК.

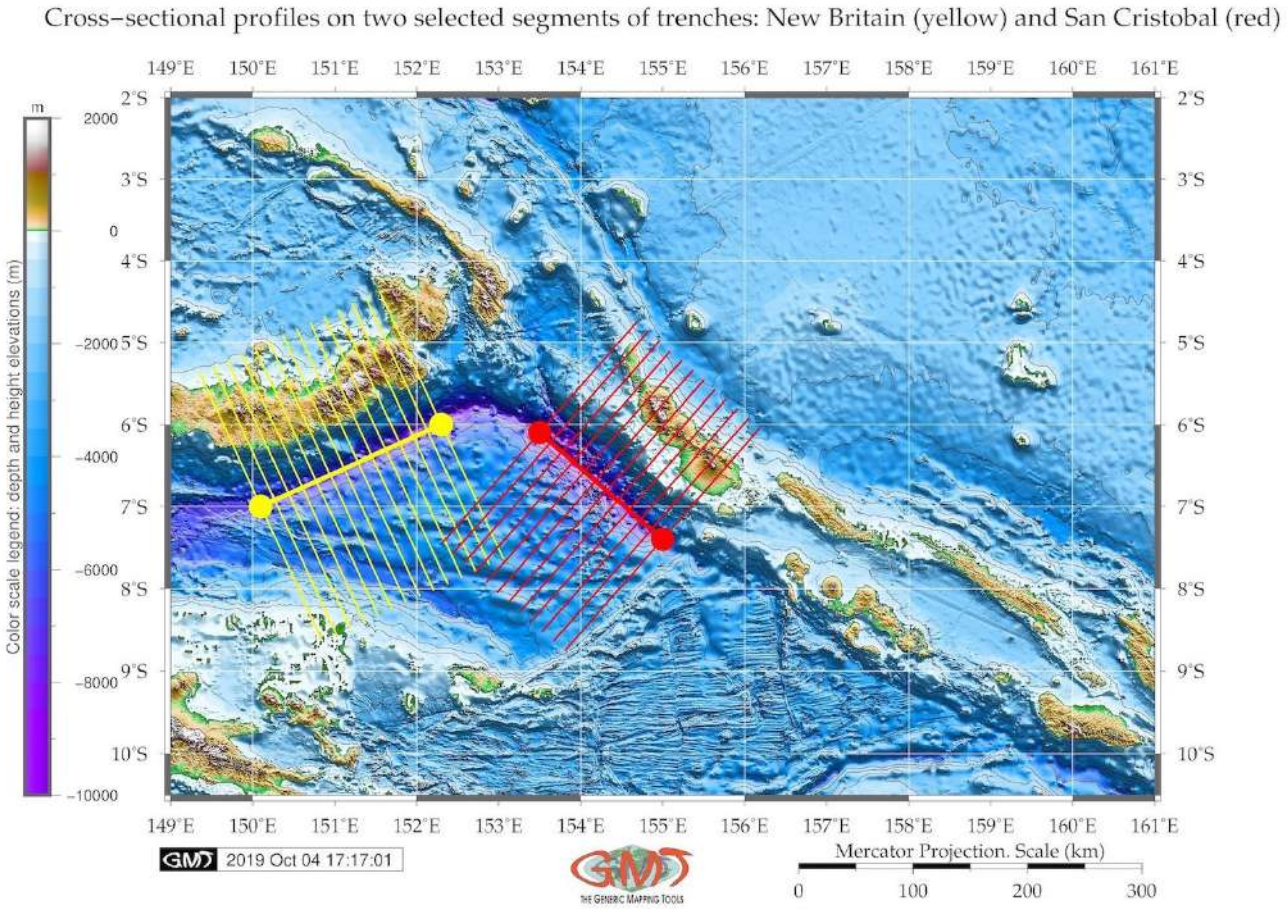


Рис. 56.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

В математической аппроксимации градиентов для НБЖ и ЖСК применено 3 типа преобразования Фурье функций, моделирующих общий тренд кривых профилей (медиана) и остальные значений, построенные для обоих желобов. Аномалии силы тяжести в свободном воздухе в редукции Фая, полученные со спутникового высотомера имеют диапазон аномалий от -60,0 мГал и ниже над протяженностью желобов. НБЖ и ЖСК при этом четко отличимы по изолиниям аномалий по сравнению с остальными сегментами дна. Более низкие значения геоида (42-65 мГал) характерны для регионов северо-востока у Соломоновых о-вов. Тектоническая сложность района (линейные особенности, изолированные конструкции на дне и подводных горах) объясняют различия в батиметрии НБЖ.

4.10 Желоб Сан-Кристобаль

Желоб Сан-Кристобаль (ЖСК) симметричен и имеет V-образную форму для отрезка от -50 до -50 км на графике. ЖСК имеет градиент склона 33° на склоне, обращенном в сторону океана и 33,69° континентального склона, при этом характер рельефа более прямой на профиле со стороны океана. Подъем ЖСК имеет более резкий по профилю характер: на расстоянии 0-50 км глубины поднимаются от -8000 до -5200 м. Для участка разреза на расстоянии от -50 до 0 м (т. е. центральной оси желоба) глубины становятся больше, после чего уменьшаются от -3000 до -8000 м в западном направлении, то есть наклон становится круче. Морфоструктура объясняется контекстом исторических и современных геологических и осадочных процессов, которые в совокупности повлияли на формирование морфоструктуры желоба. На океанской стороне ЖСК выделены несколько отдельных мелких каньонов и борозд (Рис. 57).

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

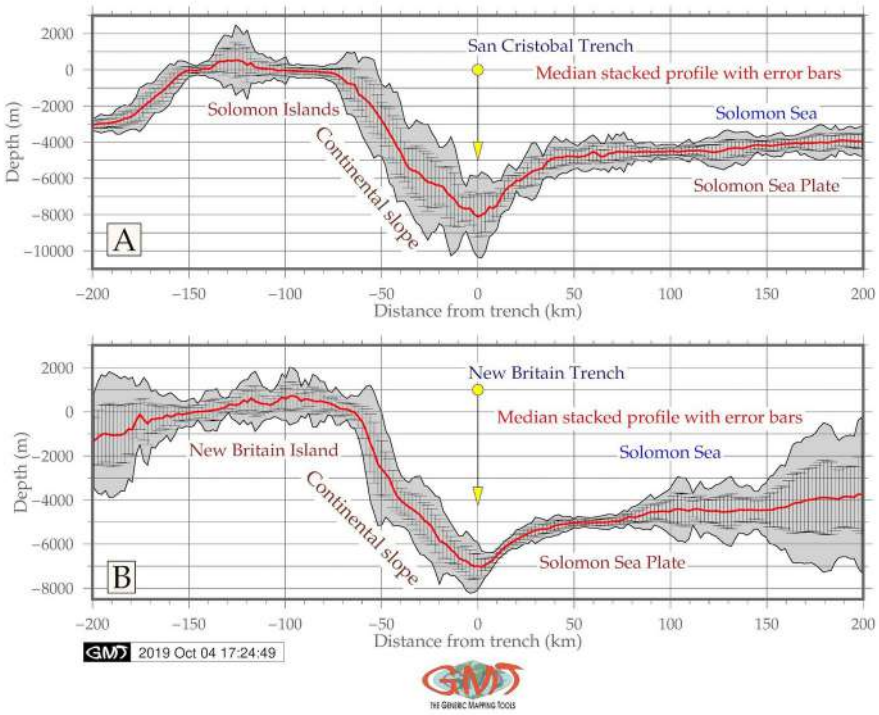


Рис. 57.

Статистическое сравнение двух желобов показывает, что ЖСК глубже согласно анализу батиметрических карт: глубины желоба достигают -9.000 м, в то время как НБТ имеет только 1 точку отбора проб глубже -8000 м. Наиболее частые значения для ЖСК находятся в диапазонах от -4600 до -4800 м (217 проб), от -4600 до -4400 (202 пробы) и от -4400 до -4200 (167 проб). Большинство образцов наблюдений для обоих желобов лежат в диапазоне от -4000 до -5000 м (Рис. 58). Геоид показывает плотность топографических структур и литосферы верхней мантии, что объясняет, что аномалии геоида могут быть высокими независимо от реальной топографии. Это объясняет аналогичный диапазон значений геоида для о. Папуа-Новая Гвинея (65-85 мГал) и региона моря Бисмарка.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

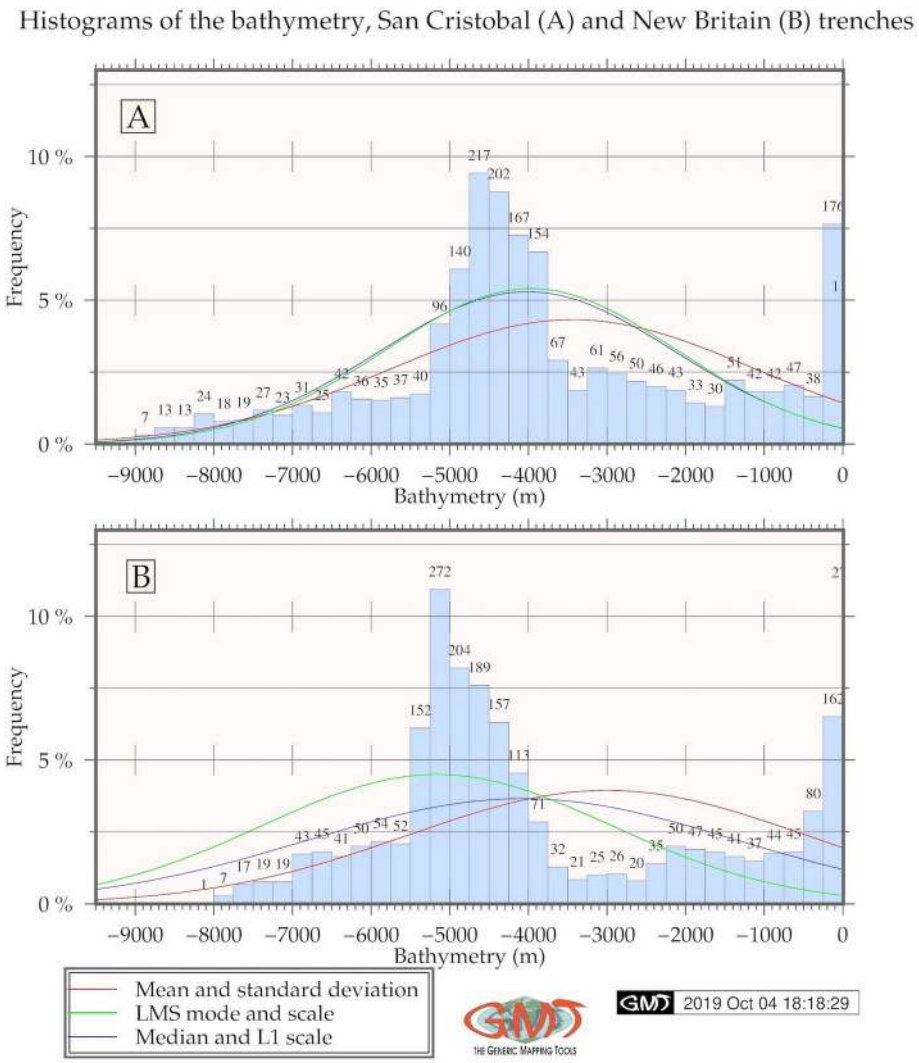


Рис. 58.

Многие факторы влияют на структуру, динамику и актуальную морфоструктуру океанических желобов. Сложность процессов, происходящих в зонах субдукции можно проиллюстрировать рециркуляцией океанической коры и осадков в мантию, что вызывает ее плавление и неоднородность, дуговый магматизм, дегазацию и формацию новой континентальной коры. На таких участках тектонической зоны формируется глубоководный желоб. Процессы субдукции и связанного с ней вулканизма являются основными путями, через которые геохимические компоненты циркулируют между корой, литосферой и мантией [23], в связи с чем связана большая часть землетрясений и вулканов в зоне субдукции.

Глубоководный вулканизм, воздействующий на формирование желобов, в свою очередь, является результатом ряда процессов, включая обезвоживание, таяние и миграцию расплавов. Наиболее глубокие из известных землетрясений происходят в субдуцированной литосфере на

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

глубинах 660–700 км, но их причина до сих пор не объяснена. Кроме того, движение и скорости литосферных плит на поверхность океанского дна в значительной степени контролируется силами плавучести плит, которые вызывают субдукцию. В результате разнообразия и сложности этих процессов, зоны субдукции можно рассматривать как естественные лаборатории, посредством которых, в определенной аппроксимации, может быть изучена и смоделирована динамика мантии Земли. Эти факторы объясняют вариативность морфоструктуры глубоководных желобов Тихого океана.

4.11 Филиппинский желоб

ФЖ имеет классическую симметричную колоколообразную форму распределения данных глубин, показывающих распределение по глубинам с заметным резким увеличением частоты передачи данных на интервале от -5.000 до -6.000 м ниже уровня моря вместе взятых 1.117 выборок (22% и 15% выборки данных, т.е. 37%) [263]. Это свидетельствует о резком постепенном уменьшении глубин. Желоб имеет V-образную форму в самых глубоких частях. На Рис. 59 показаны вертикальные поперечные сечения, перпендикулярные сегменту ФЖ. Сравнение двух графиков ясно показывает изменение углов склона желоба, крутизны и перепад высот с западного и восточного флангов желобов. 3D-модель показывает выбранный сегмент ФЖ, где край характеризуется крутым уклоном и примыкает к о. Минданао, к северу от отложений наносов и к северо-западу из-за тектонической эрозии.

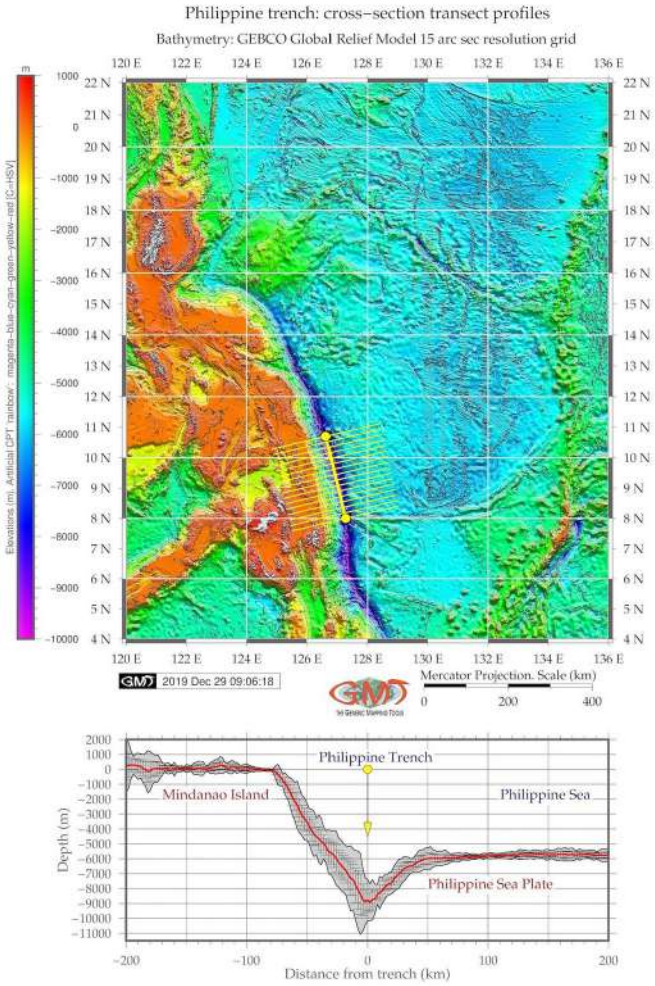


Рис. 59.

Сравнивая Марианский и Филиппинский желоба, морфоструктура МарЖ изменяется более заметно к западу от оси желоба. Западно-Марианский хребет расположен севернее оси желоба на расстоянии 0-50 км, в то время как северная часть хребта Кэролайн пересекает

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

южные разрезы профилей желоба на расстоянии около 180-200 км. Выделяющийся параллельный желобу пояс подводных гор, визуализирован на 3D графике в районе 148°-149° в.д. Группа подводных гор к востоку от Каролинской плиты, протяженностью в юго-восточном направлении с узкими подножиями подводных гор и неглубокими вершинами появляется на востоке от архипелага на оси желоба на 130°–135° в.д. Однако в районе погружения плиты 127°–129° в.д. подводные горы отсутствуют, и дно имеет более однородный характер рельефа. Начиная с 16° с.ш.-126° в.д., можно отметить гребень вблизи оси желоба. Морская гравитационная аномалия в редукции Фая в бассейне Филиппинского моря показывает более высокие значения (> 80 мГал) структуры гравитационного поля проявляющиеся в вулканических районах и в районе Филиппинского архипелага. Аномалии со значениями >60 мГал очевидны в области желобов, что согласуется с предыдущими результатами [342].

Результаты сопоставлены с существующими 2D и 3D геофизическими и геологическими картами, визуализацией желобов или разрывов плиты в бассейне Филиппинского моря [85; 29; 22; 45], для выделения геологических, геофизических условий и геоморфологических особенностей подводных желобов в районе Филиппинского моря. Сравнительный анализ Марианской и Каролинской плит, расположенных на окраинах моря, ориентирован на моделирование и картографирование двух выдающихся океанических желобов, расположенных на окраинах бассейна: Марианский и Филиппинский для сравнения вариативности их морфоструктур.

Два участка в южных частях желобов пересечены серией поперечных сечений профилей. Сегмент ФЖ расположен к югу от Минданао, сегмент МарЖ - в районе глубоководной точки Челленджер. Образцы, полученные путем автоматических разрезов, были проанализированы и сопоставлены для обоих желобов. Статистический анализ показал вариативность глубин по образцам в обоих желобах. ФЖ имеет классическую симметричную колоколообразную форму. Гистограммы, показывают распределение глубин с заметным резким увеличением частот данных на интервале от -5000 до -6000 м (37% объема данных). Поперечные сечения сегмента имеют асимметричный вид. Западная часть разрезов имеет плавное постепенное уменьшение глубин на -75-40 км с уклоном в 31°. Анализ геоморфологии ФЖ с помощью Python и R показал корреляцию между изменениями в крутизне склонов и геологических переменных. Вариации крутизны склона коррелируют с толщиной наносов на дне желоба. Вариации рельефа объясняются сочетанием следующих факторов: геологическое строение, тектонические и геодинамические процессы, увеличение глубин, вызванное динамикой тектонических плит.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

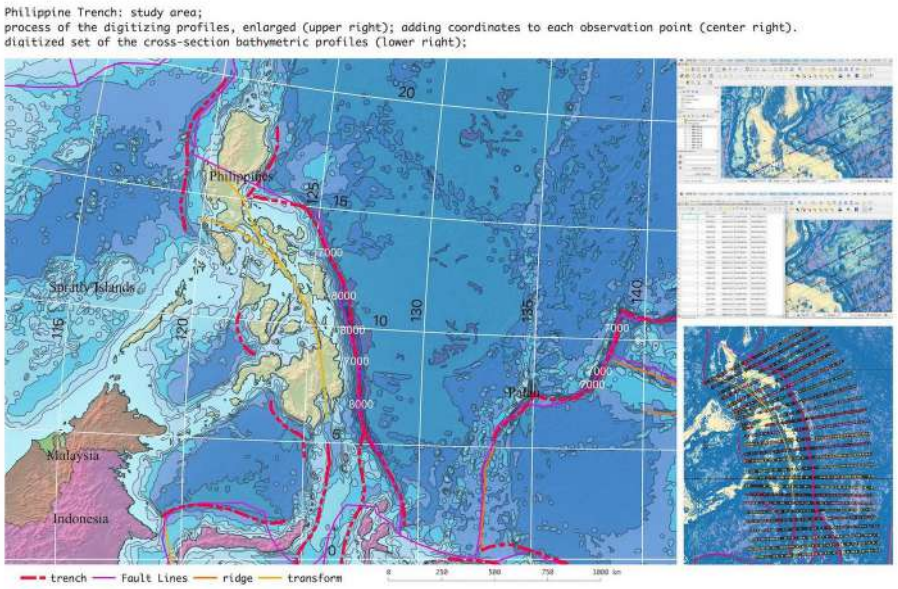


Рис. 60.

Полученные результаты различными статистическими подходами, выполняемыми с использованием библиотек R и Python, были проанализированы и интегрированы для более детального представления о характере морфологического строения ФЖ (Рис. 60). Профили поперечного сечения дают представление об изменениях морфоструктуры ФЖ вдоль архипелага. Значения экстремальных глубин в наборе данных примечательны следующими поперечными профилями и их максимальными глубинами: №12 (-9700 м), № 13 (-9.600 м), №14 (-9400 м), №18 (-9450 м). В центральной части ФЖ его морфологическая картина может быть охарактеризована как имеющая крутой склон (профили № 12 и 13) до очень крутых склонов (№ 14 и 18). Другие профили не имеют глубин свыше 9000 м.

Графики содержат два визуализированных типа распределения данных глубин: а именно по семи типам геологической среды и двум тектоническим плитам: Сунда и Филиппинская. Распределение образцов поперек двух тектонических плит неравномерно. Филиппинская плита включает больше образцов, расположенных в Филиппинском море к востоку от ФЖ. Максимальную выборку можно увидеть на профилях №21, 22 и 23 в южной части разреза с 765, 651 и 652 отобранных проб. Это объясняется сложным рельефом дна в западной части Филиппинского моря. Профили №1-4 демонстрируют значительно меньшую плотность выборок наблюдения, не превышающую 200 (Рис. 61). Эта часть разреза расположен в северной части ФЖ и характеризуется пологими формами рельефа дна.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

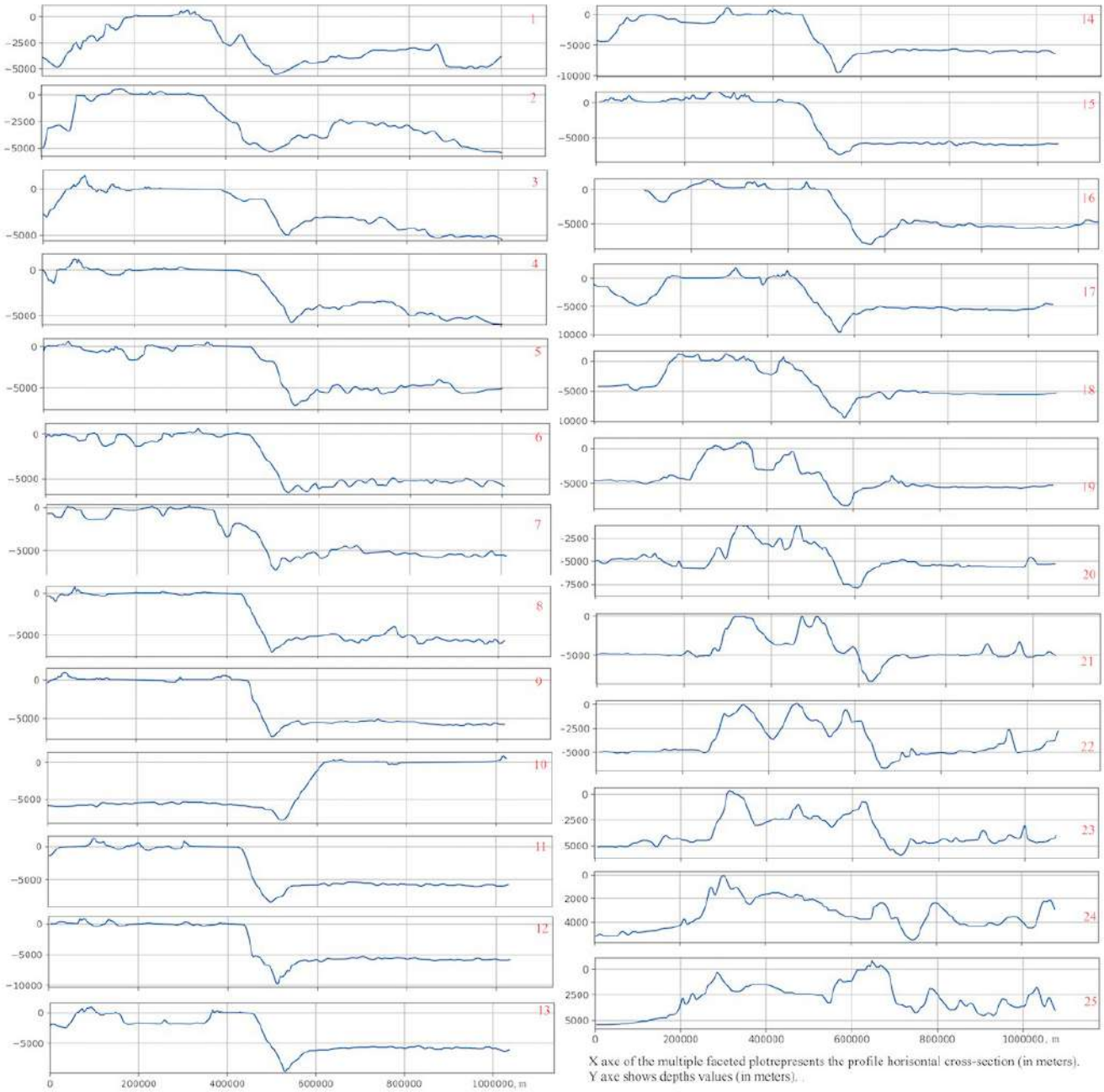


Рис. 61.

Докембрийские (щитовые) породы (П) присутствуют только в профилях № 5, 7, 24 и 19 и отсутствуют в выборочных наборах других профилей. Распределение данных южного направления характеризуется литологическими типами основных-ультраосновных плутонических пород (Pb), где данные записаны для профилей Nr. 12, 18-19, 21, 23-25, то есть в южной части Филиппинского архипелага (Рис. 62). Метаморфические породы (М) отмечены поперек профилей 23-25, 4, 6, 15-16, то есть их распределение более равномерное по исследуемой территории. В этой диссертации данные со сложной литологией мезозоя, юры и

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Мелового происхождения (C) и метаморфические породы (M) имеют сравнимую пространственную неоднородность с наблюдениями, что фиксирует 80 выборочных точек. Напротив, основные вулканические породы Кайнозойских вулканических образовании (Vb) имеют значительно более высокие значения, достигая максимальных значений на профилях №18, 17 и 15, имеющие значения 120, 131 и 141 в зарегистрированных образцах.

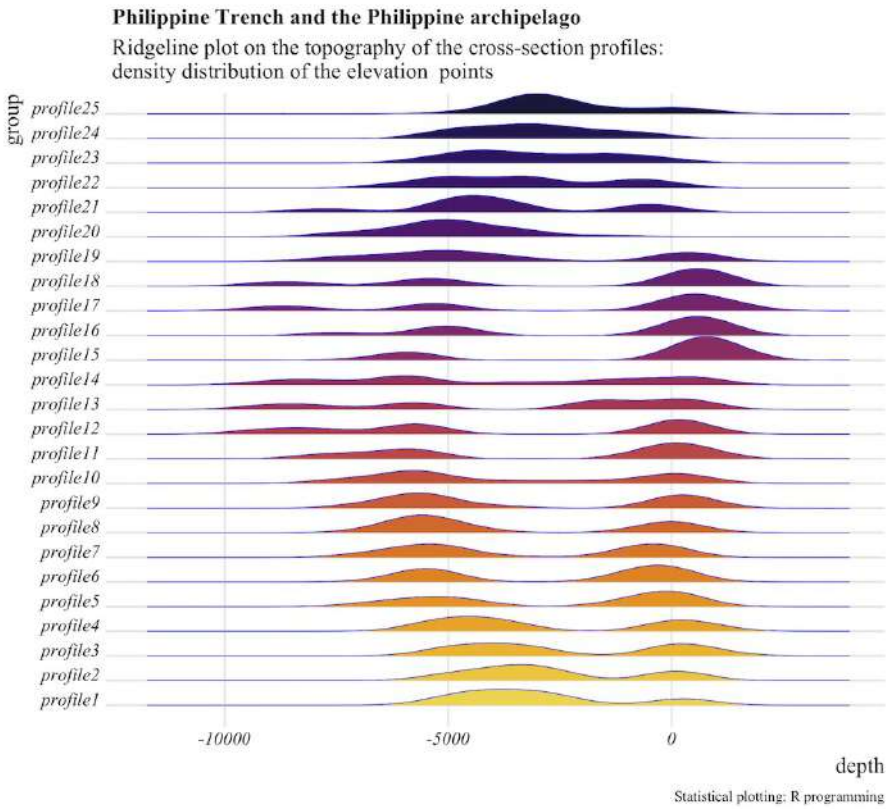


Рис. 62.

Смешанные осадочно-консолидированные породы кайнозойской формации (Smi) имели самые высокие обнаруженные значения на профиле №14 со 106 записанными точками, за которым следует профиль №8 (95 зарегистрированных образцов). Наконец, аллювиальные отложения четвертичного периода имеют самую высокую плотность данных, зафиксированную на профилях №16 (58 проб), №13 и №15 (27 и 21 проба соответственно), то есть центральная часть Филиппин на пересечении архипелага в районе шельфа. Распределение точек выборки по ФЖ имеет четыре отдельные группы с повышенными значениями, вызванными крутой структурой геоморфологии: в первую группу входят профили №. 5, 6 и 7 (северная часть дальше Манильского желоба). Вторая группа - это группа профилей №13, 14 и 15: центральный разрез ФЖ движется на запад в сторону желоба Негрос. Третья часть включает два профиля №. 17 и 18. Наконец, четвертая часть включает профили № 21, 22, 23, 24 (Рис. 63), то есть южная

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

часть, куда смещаются трансекты после пересечение малых желобов: желоба Сулу и желоба Котабато на блоке Зондской плиты.

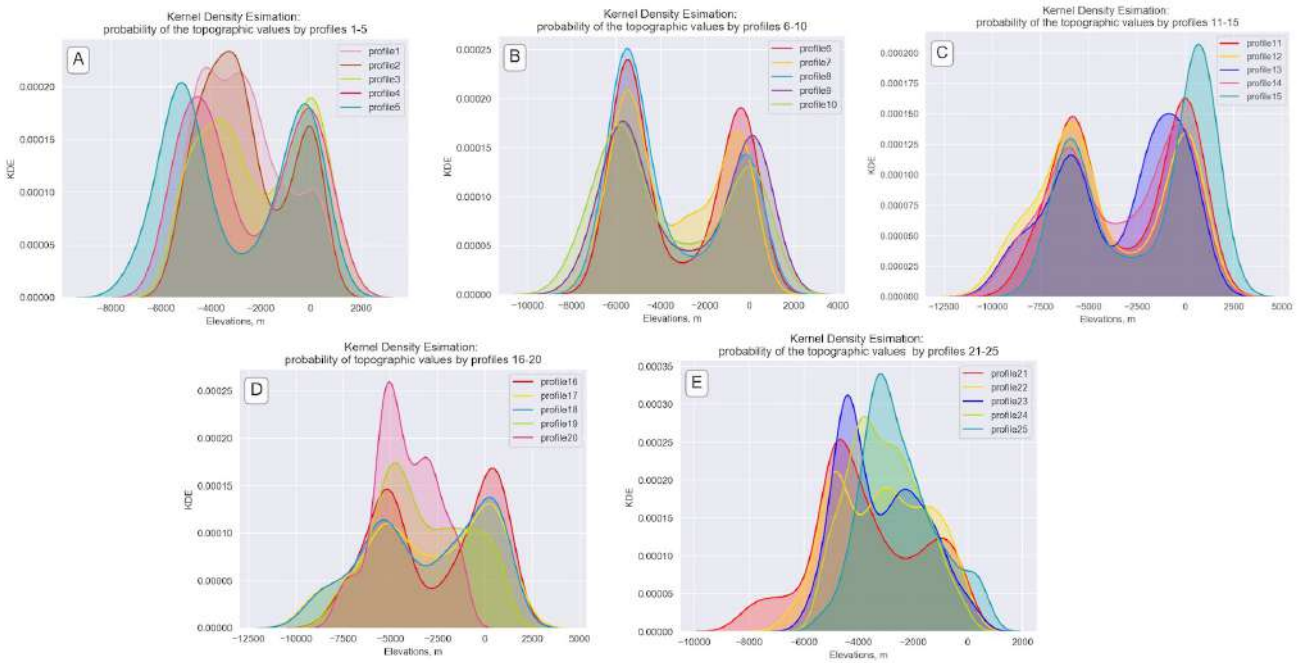


Рис. 63.

Противоположное распределение имеет характер для Зондской плиты: профили 1-4 (север Сунда) имеют повышенные значения, затем идет 2-я группа профилей (8-12), затем 3-я группа (профили 16-17 и 19-20) и профиль № 25 с максимальным значением для Зондской плиты (Сунда) (Рис. 64). Толщина осадконакопления ровная относительно распределения для всех профилей, где указано, что седиментация в ФЖ не слишком высока для заполнения оси желоба. Однако исключение составляют профили № 2 и 3 с отчетливым увеличением объема осадков, вызванными геологическими условиями седиментации в ФЖ [249]. ЮВ часть желоба (профили 17-21) имеет отчетливо более крутую форму склона, что вызвано сложной взаимосвязью тектонических плит и геологических условий.

Подобранная модель матрицы показывает переменные, представляющие корреляцию между элементами системы морфоструктуры желобов: отметка по топографическим и батиметрическим выборкам (макс/мин, средние значения глубины и высоты), толщину отложений, количество проб через тектонические плиты (Зондская плита и Филиппинская Плита), элементы откоса поперек желоба (градиент касательная кривой, аспект уклона), типы геологии (литология пород) [277]. Абсолютные координаты были исключены как фактор, чтобы устранить влияние местоположения. Всего было протестировано 15 переменных по

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

классам атрибутов: геология: 7, геоморфология: 2, седиментация: 1, тектоника: 2 и батиметрия: 3.

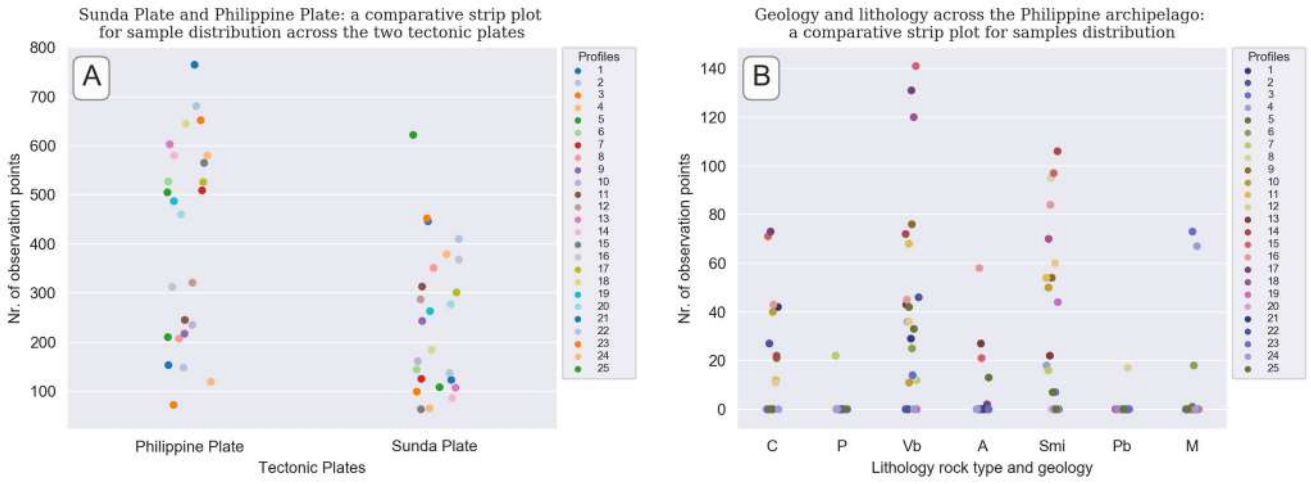


Рис. 64.

Фасетный график, визуализирующий факторы воздействия, представлен на Рис. 64. Влияние изменений наклона градуса проверено путем вычисления касательной угла для профилей (Рис. 65). Группировка профилей по уклонам проводилась разделением диапазона на 5 классов: сильный, очень крутой, крутой, экстремальный, умеренный.

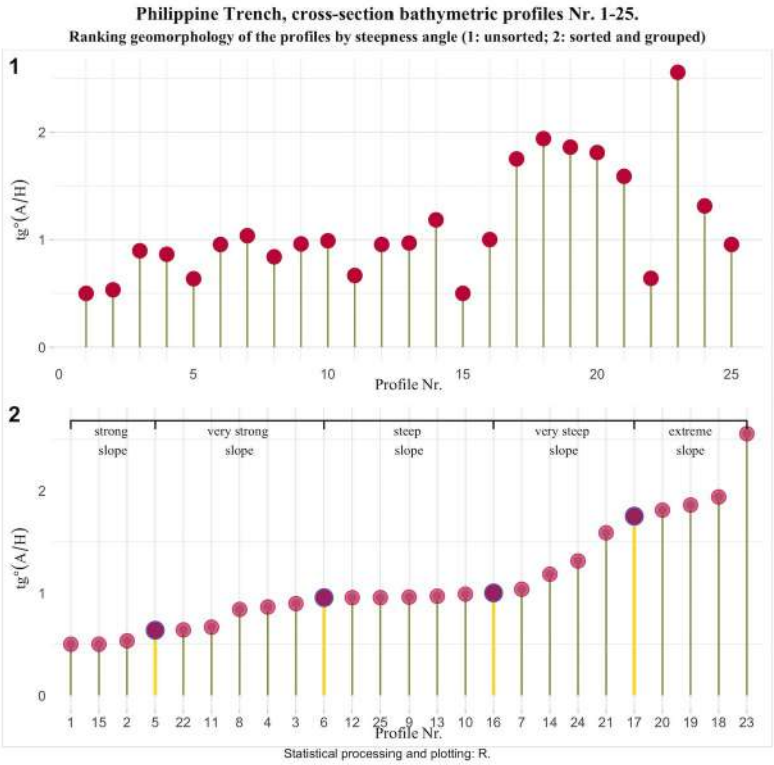


Рис. 65.

Результаты показывают морфологические вариации и комплексные характеристики воздействия геологических факторов на происхождение ФЖ.

Серия поперечных профилей была оцифрована в южных регионах ФЖ, где сегмент был выбран по ключевым особенностям, таким как глубокая долина, склоны, морены, бассейн Филиппинского моря и прилегающий участок шельфа. Расположение на различных сегментах тектонических плитах

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

наряду с геологическими факторами (толщина отложений) и литологией вносят свой вклад в формирование морфоструктуры ФЖ.

4.12 Манильский желоб

Результаты геоморфологического моделирования и картографирования Манильского желоба (МанЖ) показывают пространственную вариативность в разных частях желоба. Проведена характеристика геологии морского дна путем анализа положения желоба и тектонических плит, а также площадей распространения подводных вулканов. Сопоставление профилей разрезов демонстрирует различия морфоструктуры в южной и северной частях желоба. Выявлено, что южная часть имеет более крутой уклон в сторону океана, тогда как северная часть круче на континентальной части склона (Рис. 66). Подводные террасы расположены в северной части желоба на глубине -2000 м.

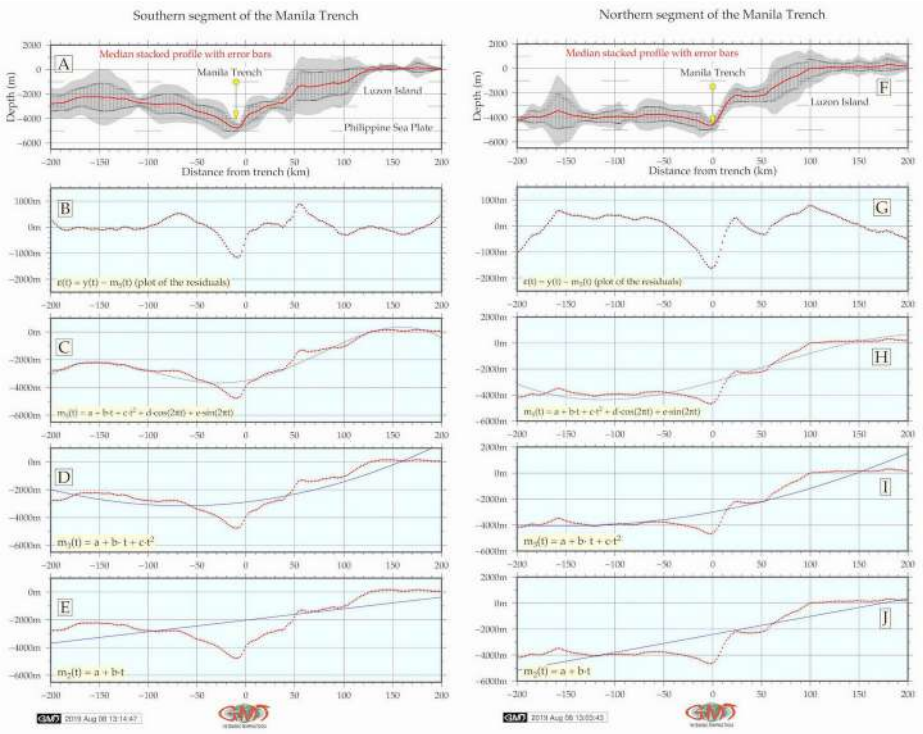


Рис. 66.

Глубина и геоморфология склона варьируются в диапазоне от -3500 до -4500 м: они минимальные для северной его часть с 526 пробами (18,2%) для глубин от -4000 до -4200 м [305]. Гистограмма для северной части имеет бимодальное распределение с двумя отчетливыми пиками. Южная часть показывает 142 значения для минимальных глубин вдоль профилей - от 3500 до -3400 м (Рис. 67). Статистическое сравнение данных подтвердило, что северная часть желоба глубже южной. Функциональность GMT при этом позволила интегрировать и

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

интерпретировать данные из нескольких источников и подходы машинной обработки данных в области подводной геоморфологии: автоматически оцифрованные профили, геологическое картирование, 2D и 3D батиметрическое моделирование, статистический анализ, математическая аппроксимация для моделирования тренда склонов желоба.

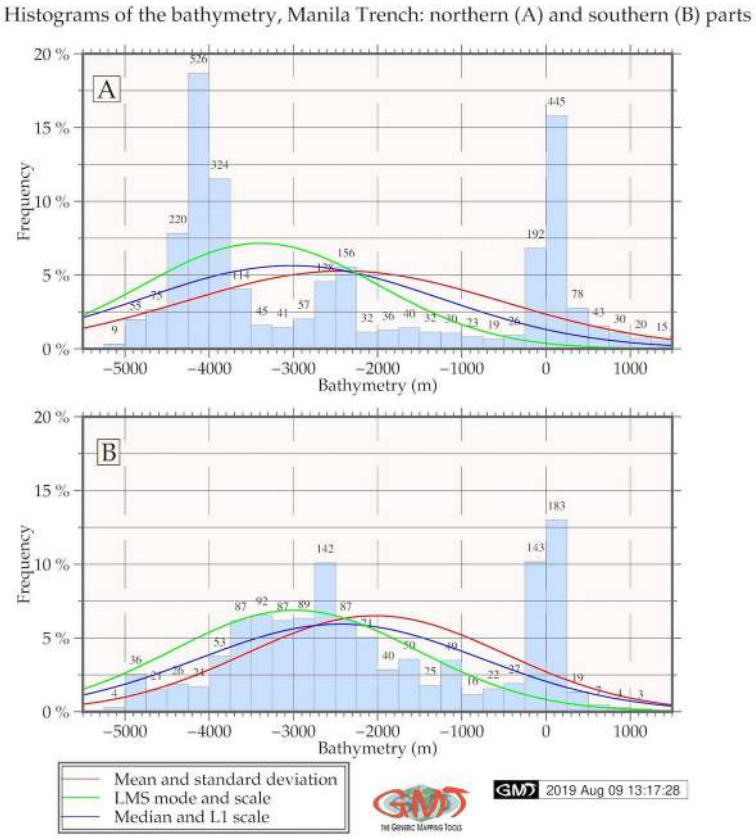


Рис. 67.

Два разных сегмента желоба были проанализированы с целью выявления их пространственных изменений для площади, покрывающей МанЖ и корректировка острова Лусон (северные Филиппины). Второй сегмент, простирающийся в юго-восточном направлении показывает более крутые склоны на стороне желоба, обращенной к океану, и более глубокие батиметрические отметки глубин. Напротив, северный сегмент демонстрирует более мягкие формы склона, но более крутой градиент со стороны от о. Лусон. Данные высокого разрешения, такие как сетка SRTM, использовались для картографирования батиметрии и топографии, покрывающих область исследования, а также растровая сетка с 1-минутным разрешением по гравиметрическим данным (Jason-1, CryoSat).

Статистические результаты показывают различия в диапазонах глубин МанЖ вдоль о. Лусон. Глубина и геоморфология склона существенно различаются в диапазоне глубин от -3500

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

до -4500: минимальные значения характерны для северной части желоба, где находится 526 точек наблюдения (18,2%) и регистрируются для глубин от -4000 до -4200 м. Гистограмма распределения данных северной части имеет четкое бимодальное распределение с двумя пиками. Одна вершина показаны районы, пересекающие склоны о. Лусон. Напротив, южная часть демонстрирует 142 значения для минимальных глубин согласно батиметрической карте со значениями от -3500 до -3400 м. Второй пик также показывает районы о. Лусон. Сравнительный анализ статистических данных показывает, что северная часть желоба более глубокая относительно южной.

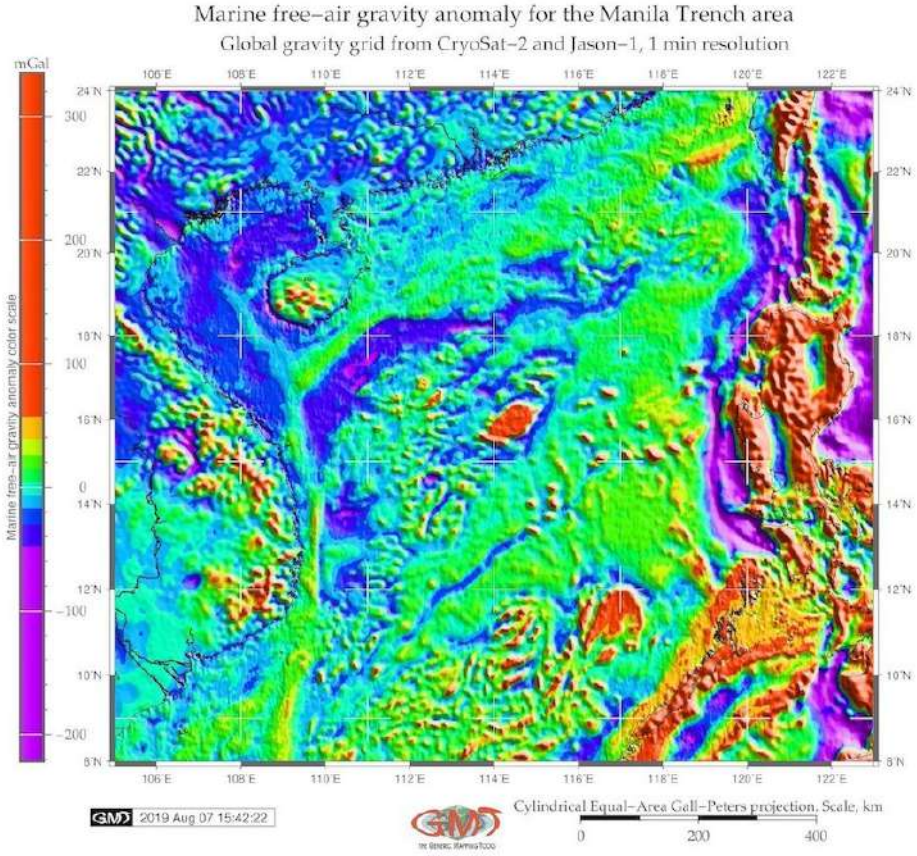


Рис. 68.

Южная часть желоба имеет более крутой уклон в направлении от океанской части. Наоборот, северный сегмент характеризуется более крутым склоном в континентальной части. Можно также отметить подводные террасы на северном сегменте желоба на глубинах –2000 м. Как общий тренд, модель северной части показывает более крутой уклон в сторону океана. Однако постепенно наклонная терраса на южной части желоба видна на фрагменте 50–100 разреза с доминантными глубинами от -1100 до -1300 м., следовательно, сравнение двух участков желоба, расположенных на северной и юго-восточной частях желоба, показывают, что

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

северный сегмент имеет меньшие значения глубин по сравнению с южным, но более крутой склон на стороне о. Лусон.

Геофизическое моделирование, основанного на данных аномалий силы тяжести в редукции Фая (Рис. 68), показывает точки высокой плотности распространяются непрерывно с севера на юг Тайваня вертикально на юг до о. Лусон, Филиппины, от -50 мГал до -200 мГал. Большинство значений в районе Южно-Китайского моря находится в диапазоне от 10 до 30 мГал, тогда как значения свыше 60 мГал могут быть отмечены в островных районах и южных Филиппинах. Результаты геоморфологического моделирования и картографирования МанЖ выявили основные тектонические условия, в которых столкновение плит вызывает нестабильность геологических условий, влияющих на формирование морфоструктуры МанЖ: повторяющиеся землетрясения, подводный вулканизм и повышенную сейсмичность.

Топографическая изоляция и сложное сочетание водных масс, отличных от других океанических сегментов, определяют трудности изучения глубоководной флоры и фауны в зонах обитания с глубоководных желобов (на глубинах 6000–11000 м). В связи с этим, исследования по морской биологии в настоящее время ограничены батиальной (200-3000 м) и абиссальной глубинами (3000-6000 м) [207]. Специфика бентоса заключается в морфоструктуре глубоководных желобов: несмотря на то, что они составляют 1-2% от общей площади, глубоководная зона составляет 45% вертикального градиента глубины [217].

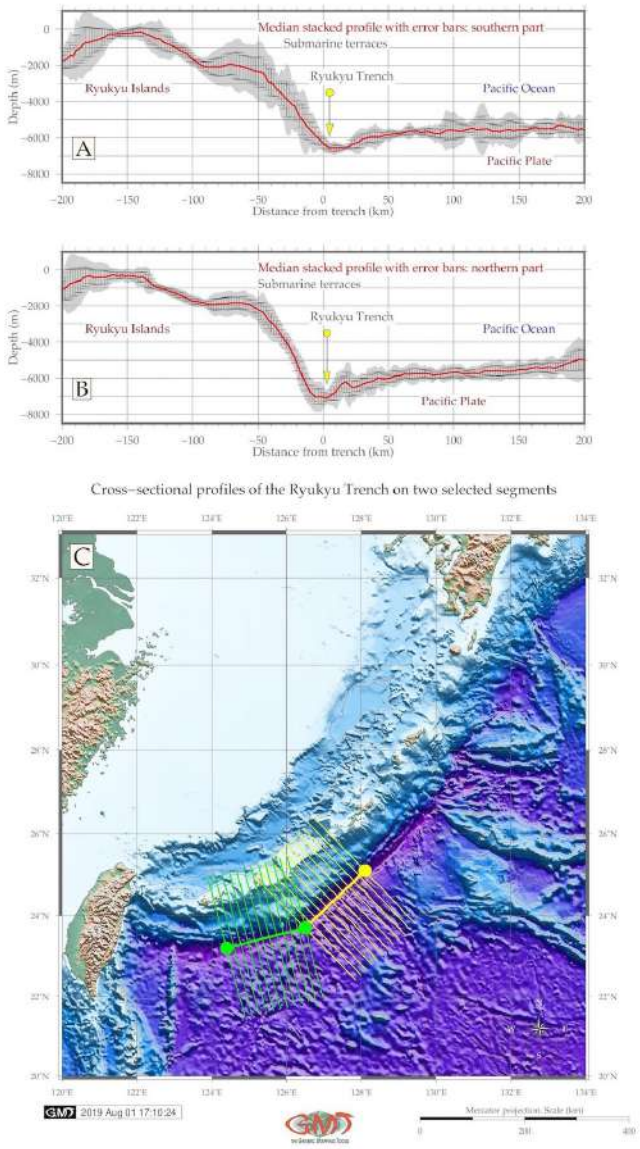
Следовательно, биологические сообщества МанЖ представляют собой пространственно изолированные среды, состоящие из более мелких участков. Они представляют собой кластеры глубоких мест обитаний, которые включают черты континентального склона, абиссальные равнины и особые морфоструктуру желоба, влияющие на биологические аспекты. Глубоководная фауна МанЖ выживает на грани двух крайностей, вызванных гидростатическим давлением и удаленностью из поверхностных источников пищи [215]. Взаимосвязь факторов, влияющих на глубоководные экосистемы рассматривает различные аспекты биогеохимии: влияние поставка питательных веществ в глубоководную среду обитания экосистем, углеродный цикл на дне желоба под высоким гидростатическим давлением.

4.13 Желоб Рюкю

Статистические результаты по моделированию желоба Рюкю (ЖР) показывают определенные различия в диапазонах глубин на разных его сегментах вдоль островной дуги Рюкю. Глубина и геометрия склона сильно различаются: максимальная значения от -5500 до -5700 м примечательны для северной части желоба, где отмечены 334 точек наблюдений. С

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

небольшой разницей, южная часть демонстрирует сопоставимые значения (329 образцов) для того же диапазона глубин. Однако более значительные различия видны для глубин свыше -6000 м. Здесь южная часть желоба имеет лишь несколько значений (9 образцов) с глубинами свыше -6800 м, в то время как северная часть показывает 41, 59 и 23 измерения с максимальными значениями, достигающими -7460 м [292]. Диапазон от -3000 до -5000 м, включающий от умеренных до небольших глубин в сопоставимых для обеих частей желоба, значения не превышают 68 проб для северной части и 42 пробы для южной, соответственно.



В преддуговом бассейне глубиной более 2000 м и менее 1000 м под уровнем моря показано больше данных проб в северной части желоба, чем в южной. Напротив, широкая терраса с глубиной менее 25 м показывает больше проб (161) в южной части желоба. Сравнение между двумя пространственно разными сегментами желоба показывают, что северная часть желоба имеет более глубокие отметки глубин по сравнению с южными. Это также можно отметить на Рис. 69, где самые глубокие значения центральной части видны в глубоководной зоне, простирающейся в сторону моря от разлома Мияко (Рис. 69).

Рис. 69.

Усредненный профиль южной части желоба демонстрирует более пологую форму склона с подводными террасами, в то время как в северной части склона отсутствуют четкая ступенчатая форма террас. В то же время, глубина склона преддуги увеличивается в северном сегменте желоба. Эти изменения в геоморфологии склона также подчеркиваются контуром повышенных значений аномалий силы тяжести в открытом воздухе в редукции Фая в виде полигона треугольной формы, расположенного на 126° в.д. 24° с.ш.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Геометрическая аппроксимация кривых тренда склона профиля желоба показывает моделирование кривых тренда для общих морфологических разрезов и градиентов уклонов с использованием различных математических приближения и в частности, сходство между отрезками при применении линейной модели (Рис. 70). Однако различия в геоморфологических вариациях становятся более заметными при полиномиальной функции. Модель геоида показывает неровность его поверхности в юго-западной части области к востоку от Тайваня. Большая часть территории имеет диапазон значений геоида от 25 до 35 мГал.

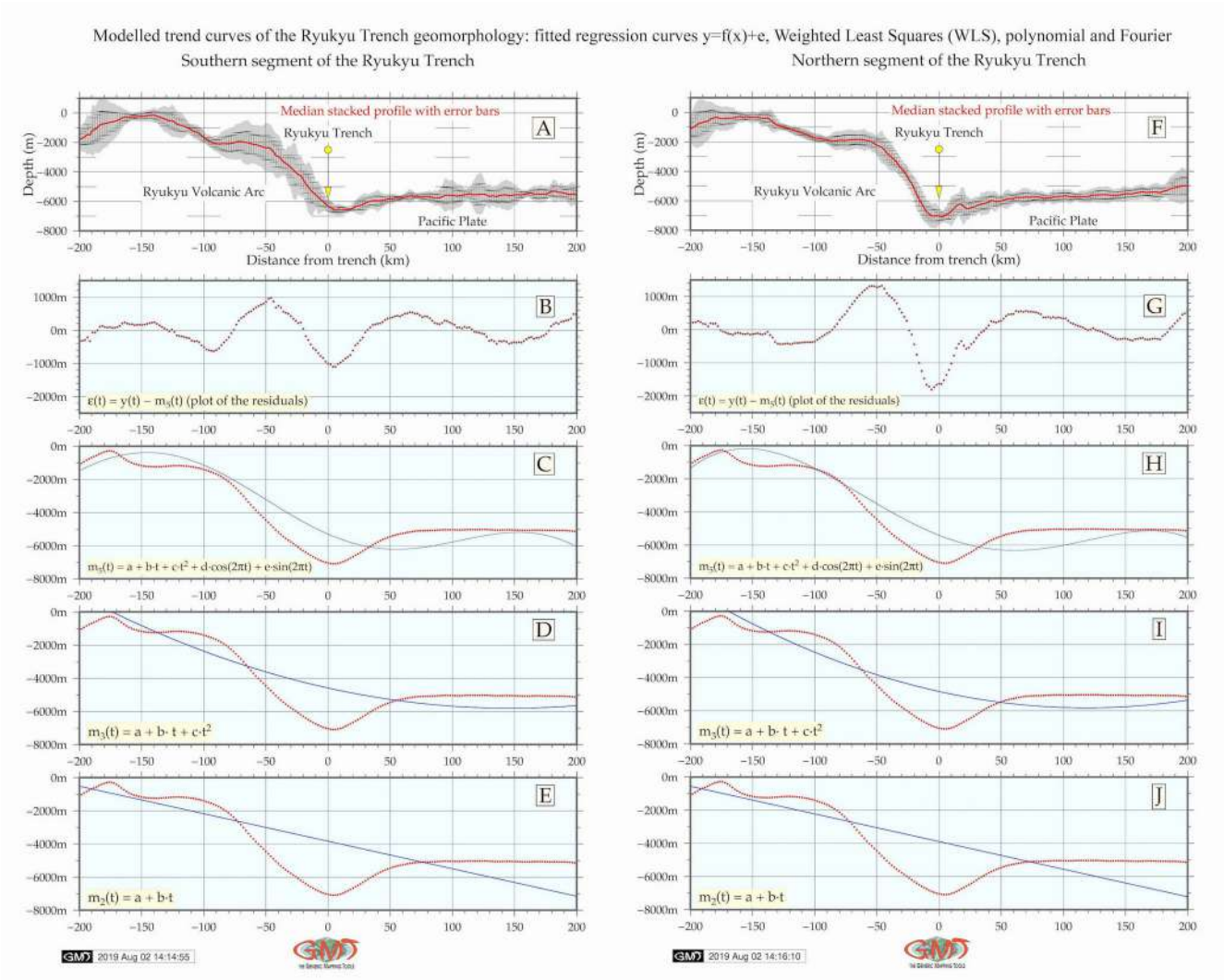


Рис. 70.

В повышенные значения (свыше 35 до 85 мГал) можно увидеть в юго-восточной части в районе Филиппинского моря, в то время как более низкие значения (15-25 мГал), граничащие с континентальным шельфом, простираются вдоль Восточно-Китайского моря и самые низкие

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

(<15 мГал) в основном занимают прилегающие участки суши. Были предприняты различные исследования для анализа сложности системы глубоководных желобов и выявления возможных факторов воздействия на их образование [42; 256; 257; 15; 16]. Анализ морфологии тихоокеанских желобов и вариативность их морфоструктуры и изменчивости крутизны их склонов указывает на важность рассмотрения геологических факторов.

Сложные тектонические и морфологические особенности желоба рассмотрены с использованием подхода автоматической оцифровки профилей поперечного сечения желоба Рюкю с локальными геологическими условиями в областях четырех тектонических плит (Рис. 71). Результаты продемонстрировали зависимость между морфоструктурой желоба Рюкю и геологическими факторами (сейсмическая и вулканическая активность, толщина слоя осадконакопления).

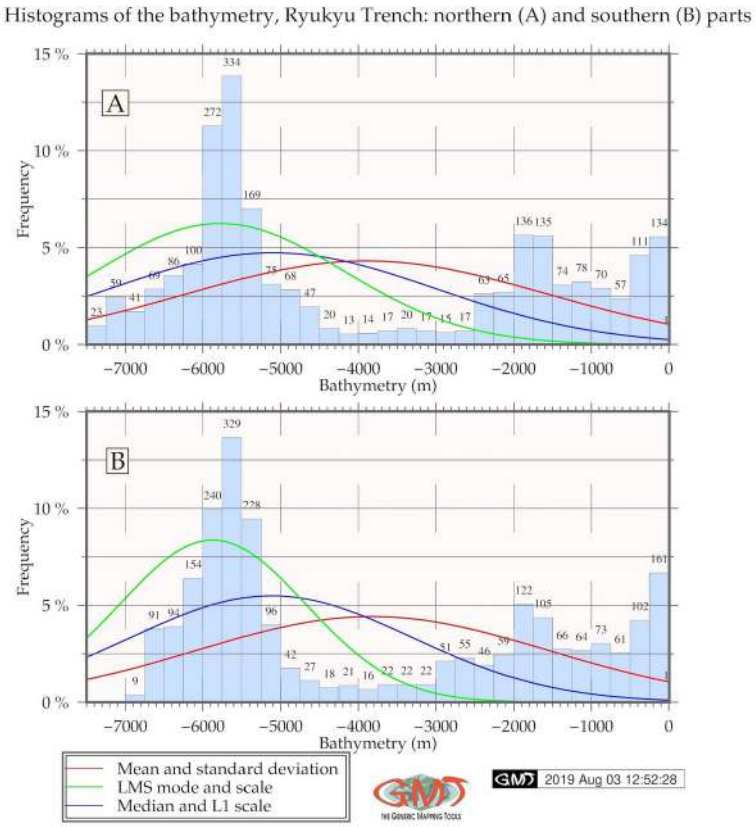


Рис. 71.

4.14 Желоб Палау

Результаты анализа данных продемонстрировали пространственную морфологическую неравномерность желоба Палау (Жпал) (Рис. 72). Информация и концептуальная основа толщины отложений Мирового океана, опубликованная в существующих работах [166] была

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

использована в этом исследовании. Ранжирование геологических данных включает этап морфологического анализа, где степени градиентов склонов определяются пространственным моделированием. Следовательно, анализа морфологической вариативности форм требует дополнительной задачи в процессе анализа форм профилей глубоководных желобов.

Распределение данных для ЖПал имеет примечательную закономерность: количество глубин в диапазоне от -5000 м до -4000 м отчетливо выделяется по сравнению с диапазонами на других глубинах (737 проб на ЖПал). Такая же ситуация наблюдается для диапазона глубин от -5000 до -6000 м, где ЖПал насчитывает 152 образца. В целом, ЖПал имеет пологий уклон как к суше, так и к океану (Рис. 73). Топографические профили оси ЖПал имеют U-образную форму и пологий склон в направлении к суше и океану. Контуры аномалий силы тяжести в открытом воздухе в редукции Фая в целом коррелируют с изолиниями.

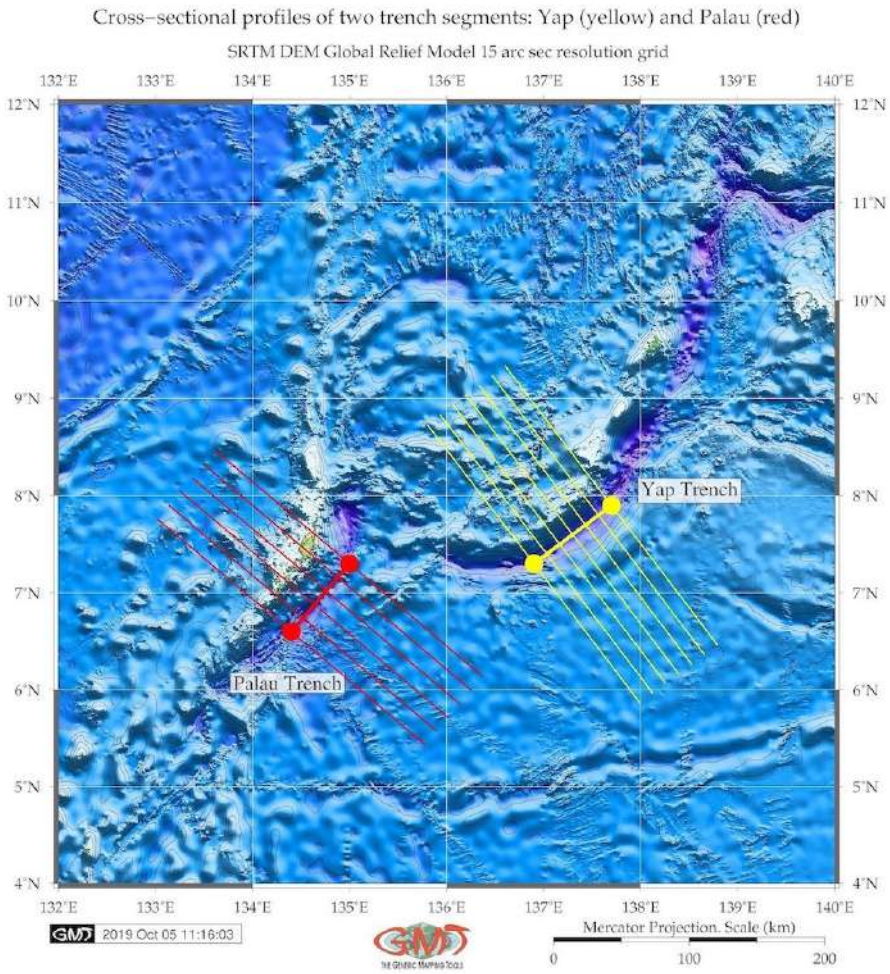


Рис. 72.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Значения аномалий силы тяжести на открытом воздухе в редукции Фая достигают положительных значений 100–500 мГал, в основном над площадью Филиппинских о-вов и небольших островов архипелага. Аномалии поля силы тяжести над бассейном Филиппинского моря обычно колеблются от -20 до до 20 мГал. Характеристики гравитационного поля отражают корреляцию между аномалией и неровностью поверхности геоида, для гравитации аномалии, которая визуализирует пониженные изолинии в желобах Яп и Палау.

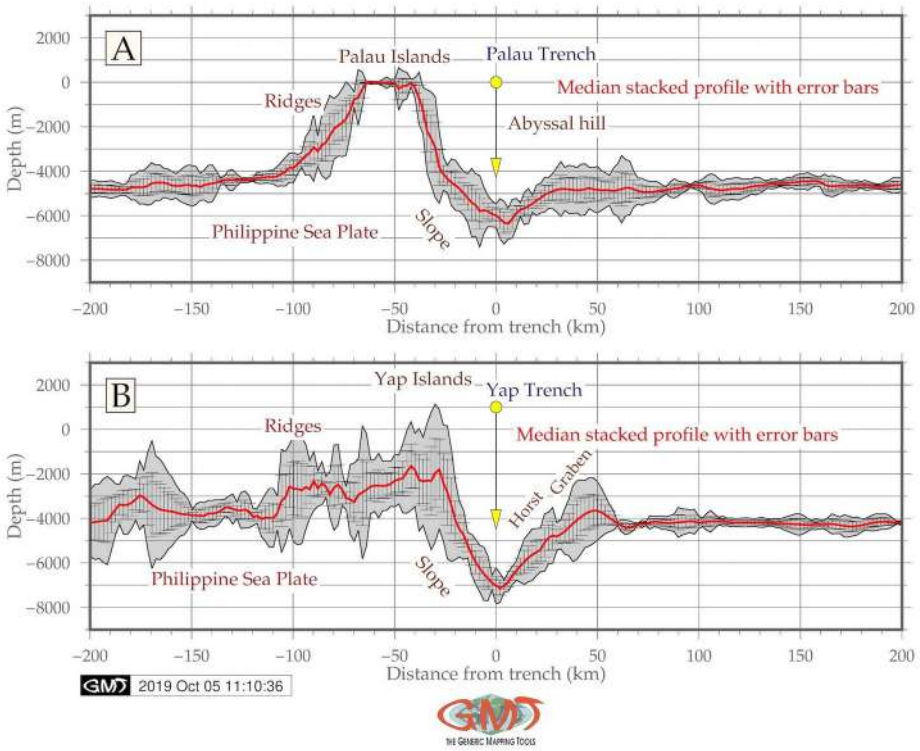


Рис. 73.

4.15 Желоб Яп

Согласно статистическому анализу, наибольшие значения желоба Яп (ЖЯ) составляют от -4000 м до -4200 м (278 выборок) с 19% и 17% от общего набора данных, соответственно. Распределение данных для ЖЯ (605 выборок) следующее: диапазон глубин от -5000 м до -6000 м: в ЖЯ зарегистрировано 53 образца (Рис. 74). В целом, ЖЯ имеет более крутые склоны и большие глубины наблюдений, а также более глубокие значения в диапазоне от -7000 м до -6000 м: 68 проб, в то время как соседний желоб Палау имеет только 34 точки для того же диапазона глубин [261]. В целом, ЖЯ имеет более крутые склоны и большие величины глубин наблюдений. ЖЯ также характеризуется наличием тонкого осадочного чехла на дне желоба по его оси, что доказывает взаимосвязь между внешними факторами (геология, геоморфология, геофизика, тектоника, седиментация), влияющими на морфоструктуру и динамику желоба.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Топографические профили оси ЖЯ имеют очень четкую V-образную форму, что указывает на практически полное отсутствие осадков на дне желоба либо очень тонкий осадочным покров.

Для ЖЯ характерны более крутые склоны и большие диапазоны отметок глубин. Топографические профили оси ЖЯ имеют резкую V-образную форму. Сравнивая ЖЯ с соседним желобом Палау можно отметить, что ЖЯ достигает -7000 м на средней кривой профилей, в то время как ЖПал – только -6200 м. Во-вторых, ЖЯ имеет более крутой уклон склона, направленный в сторону океана по сравнению с ЖПал. Ранее отмечалось [237], что обширное разрушение склонов происходит на склоне ЖПал, направленном к суше, из которого большое количество материала попадает в ось желоба. Следовательно, если поверхностные осадки или породы обрушатся на ось желоба, V-образное дно будет постепенно скрыто под слоем осадков, и в конце концов формируется выположенное дно желоба, при противоположных процессах тектонической эрозии. Привнесенные осадки поступают в желоб при частичном обрушении склонов.

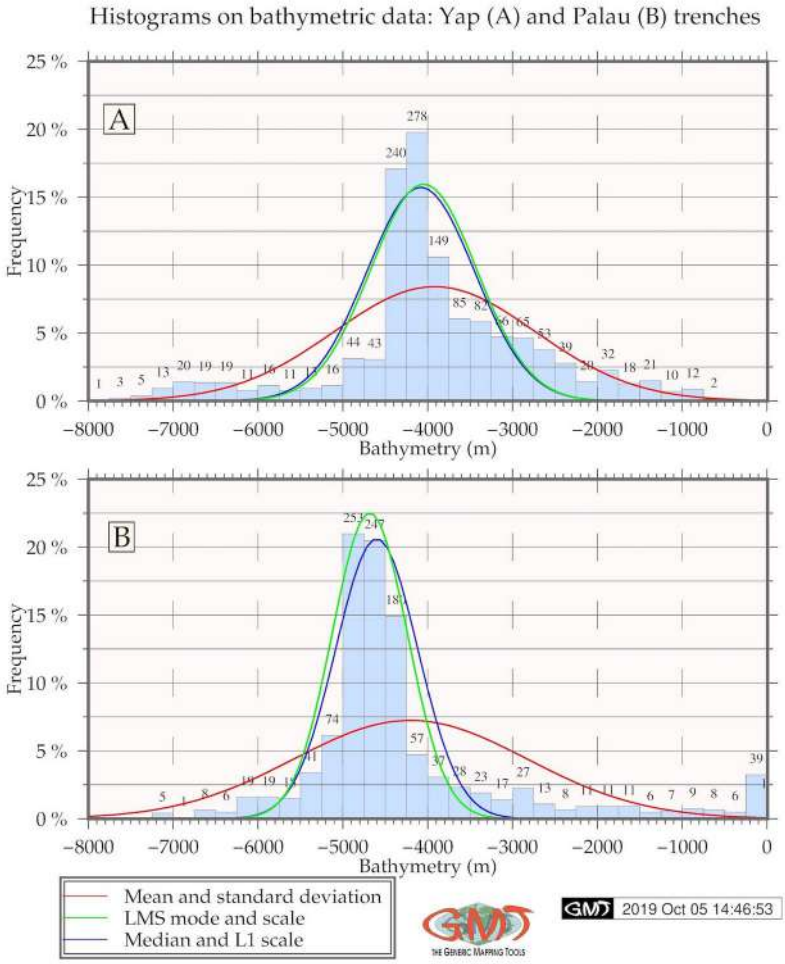


Рис. 74.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

В связи с этим важно отметить сравнение наклонов градиента, что может способствовать объяснению различий морфоструктуры между двумя желобами: внутренние уклоны на ЖЯ более крутые, в то время как ЖПал имеет более пологий уклон с скоплением наносов на внутренней стороне склона желоба. Моделированные профили батиметрии желобов ЖПал (A) и ЖЯ (B) показывают различия в их структуре. Среднее падение градуса наклона в сторону суши составляет около 29° для ЖЯ на западном фланге и 41° на восточном фланге, а для ЖПал это 17° к западу и 18° к востоку соответственно. В целом ЖЯ имеет крутые очертания склона, морские террасы не выделяются.

4.16 Марианский желоб

Геоморфология океанского дна Марианского желоба (МарЖ) и бассейна Филиппинского моря была исследована на основе карты GEBCO высокого разрешения, а также и сетки топографических данных ETOPO1, гравиметрических данных в формате NetCDF, геологические векторные слоев и смоделированных профилей (Рис. 75). Результаты включают смоделированные профили, визуализированные гистограммы профилей и представленную статистику по топографии и интерполяции. Форма гистограммы различается по двум желобам, отражающим их геоморфологию. Гистограммы для МарЖ продемонстрировал бимодальный пик на глубинах -5000–3000 м с выборками менее 10%. В этом интервале 1-й пик покрывает глубины от -4500 до -5000 м, а 2-й - от -3800 до -3000 м. Постепенное уменьшение выборки данных с глубинами свыше -5.000 м свидетельствует о равномерном распределении данных для диапазона глубин от -5000 до -6500 при частоте 4–2%, что составляет 285 точек. Глубины от -6 200 до -10800 м имеют частоту менее 2%. Более мелкие участки с глубинами в диапазоне между -3000 м и -1500 м имеют частоту менее 4%, что составляет 400 точек проб.

Градиентные откосы желобов имеют заметно симметричную V-образную форму в самой глубинной части. Продемонстрированная автоматическая оцифровка перпендикулярных поперечных сечений МарЖ и ФЖ показывает, что МарЖ имеет более крутой уклон на северном фланге со стороны архипелага. Крутизна склона на левом фланге составляет 33,10° в 0-15 км. Сегмент 15-25 км имеет крутизну 45°, сегмент 25-40 км - 30,75°, сегмент 40-50 км - 28°. На правом фланге желоба крутизна его градиента меняется следующим образом. Сегмент на дистанции 0-28 км имеет крутизну 40,5° от отвеса, 28-37 км от точки старта имеет 43,33° крутизны. Затем он постепенно становится пологим до 30,43° до 50 км. Сегмент на 50-90 км заключается в дугообразном постепенном повышении абсолютных значений глубин, которое стабилизируется через 100 км на уровне менее -4.000 м.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Левый фланг желоба окружен неровным подводным рельефом по сравнению с его правым флангом с более сложным подводным рельефом и ФЖ, который представляет более точный и крутой по форме склон. Результаты морфологического моделирования профилей МарЖ показали, что доминантные глубины желоба составляют -3000 – -5000 м. Максимальные глубины при этом достигают до -10000 в текущем датасете: профили 20, 21, 22 пересекают в основном плиту Филиппинского моря. Уменьшение глубины зафиксировано в профилях № 23, 24, 25, пересекающих Каролинскую плиту. Профили № 23 и 24 имеют самый большой диапазон данных глубин. И наоборот, батиметрические профили от 1 до 16 имеют постепенное уменьшение глубин, что можно отметить в месте выборки точек. Незначительное увеличение глубины зафиксировано для профилей № 4-8. Вариативность батиметрии можно объяснить изменением геологических условий. Тем не менее, толщина осадконакопления заметно изменяется как внутри желоба по профилям, так и между тектоническими плитами.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

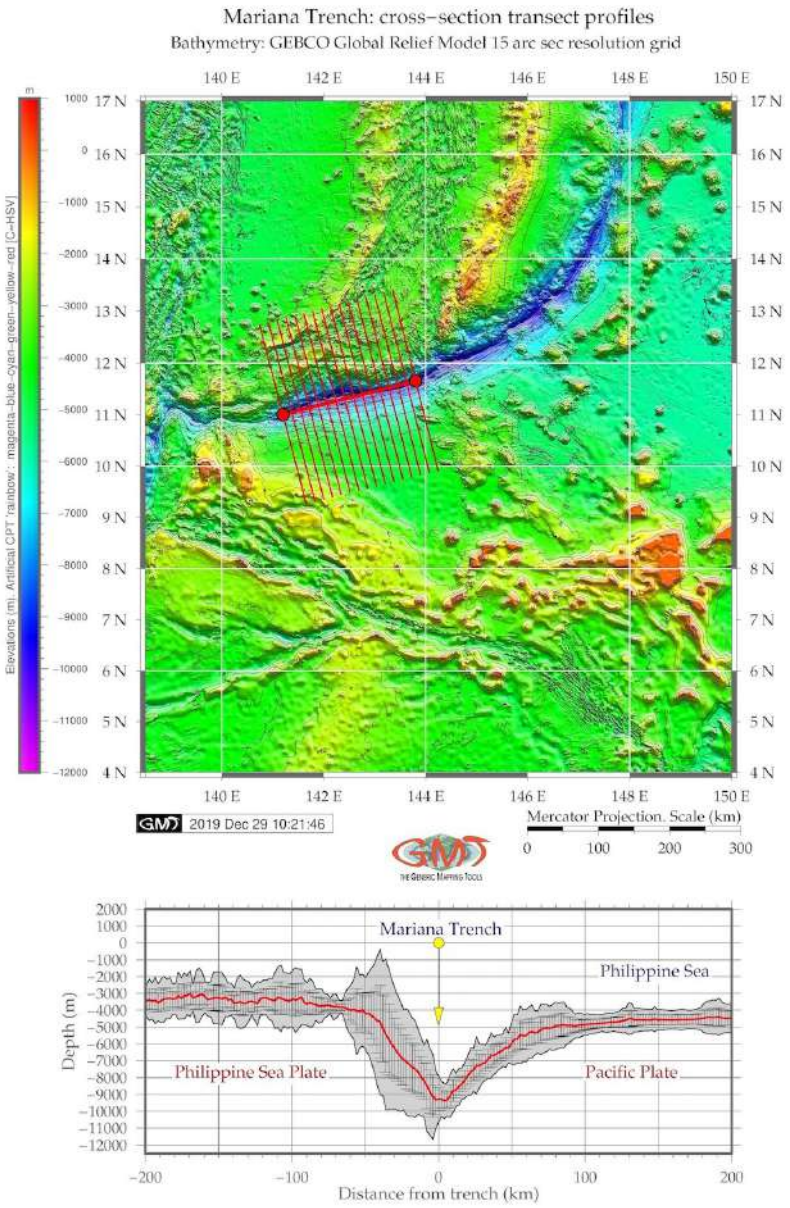


Рис. 75.

Поскольку тектонические условия не идентичны вдоль желоба, был проведен сравнительный анализ вариаций данных по тектоническим плитам. Большинство образцов профилей пересекает Тихоокеанскую плиту и плиту Филиппинского моря, далее следует Марианская плита, в то время как на Каролинскую плиту покрывает лишь несколько пунктов. Распределение плотности точек промеров позволяет сравнить перекрытие и максимальную пригодность кривых плотности профилей и распределения по глубинам по тектоническим плитам. Основной тренд градиента желоба на Тихоокеанской плите имеет общую нисходящую линию. В Филиппинской плите отмечен минимальные значения глубин на профилях № 14-21.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Точки, расположенные на Марианской плите, имеют самую высокую плотность значений распределения глубин, за чем следуют Филиппинская плита, Тихоокеанская и Каролинская.

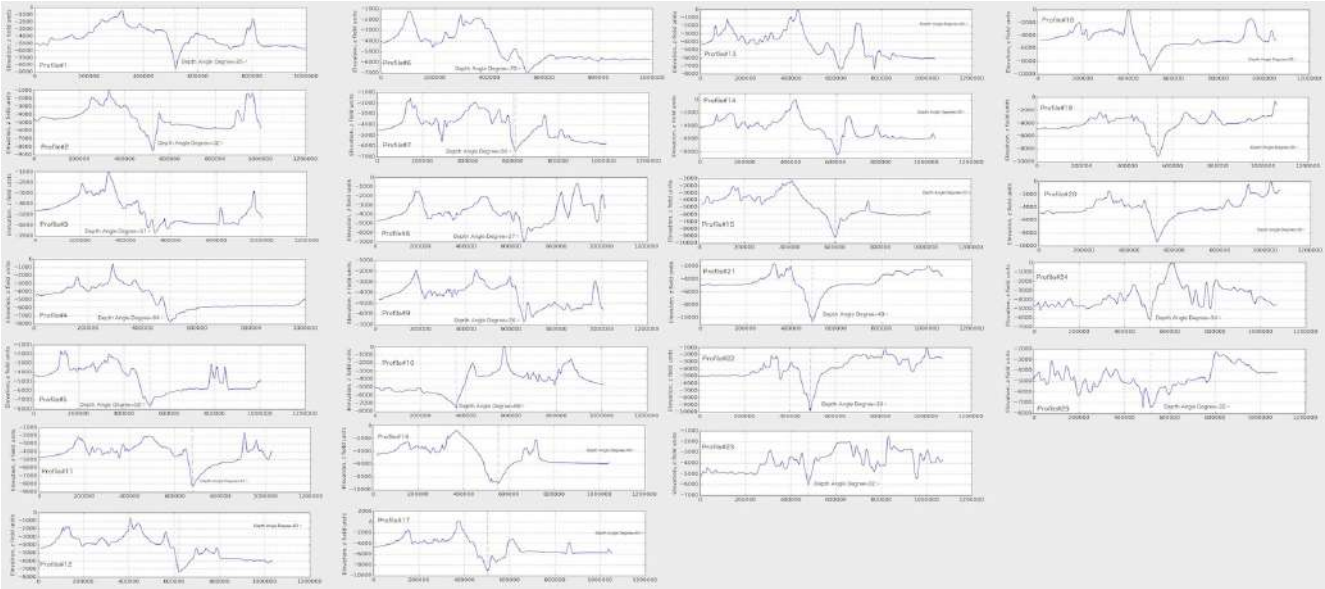


Рис. 76.

Из двух составных фрафиков по группам можно сравнить углы уклона и глубину распределения данных по тектоническим плитам, а также закономерности этих категорий по плитам. При средней глубине значение от -5000 до -3000, ширина доверительных интервалов увеличивается на профилях с 12 по 15 и с 19 по 22, что указывает на большую амплитуду глубин вариации в этой части МарЖ (Рис. 76). На глубину профиля влияют региональные геологические условия, вызванные расположением на разных тектонических плитах. С другой стороны, профили с 22 по 25, пересекающие Каролинскую плиту демонстрируют, что абсолютная глубина в этой области уменьшается, по сравнению с профилями, пересекающими Филиппинскую и Тихоокеанскую плиты.

Анализ распределения данных аномалии силы тяжести в открытом воздухе в редукции Фая в районе плиты Филиппинского моря показывает более высокие значения (свыше 80 мГал) структуры гравитационных полей возле вулканических областей и Филиппинского архипелага. Геометрические различия между морфоструктурой желобов объясняются контекстом геологического исторического развития и фактическими осадочными процессами, влияющими на ее формирование. Данное исследование представлено сравнительным анализом морфоструктуры глубоководных желобов в контексте варьирующих геофизических и геологических условий в районе бассейна Филиппинского моря.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

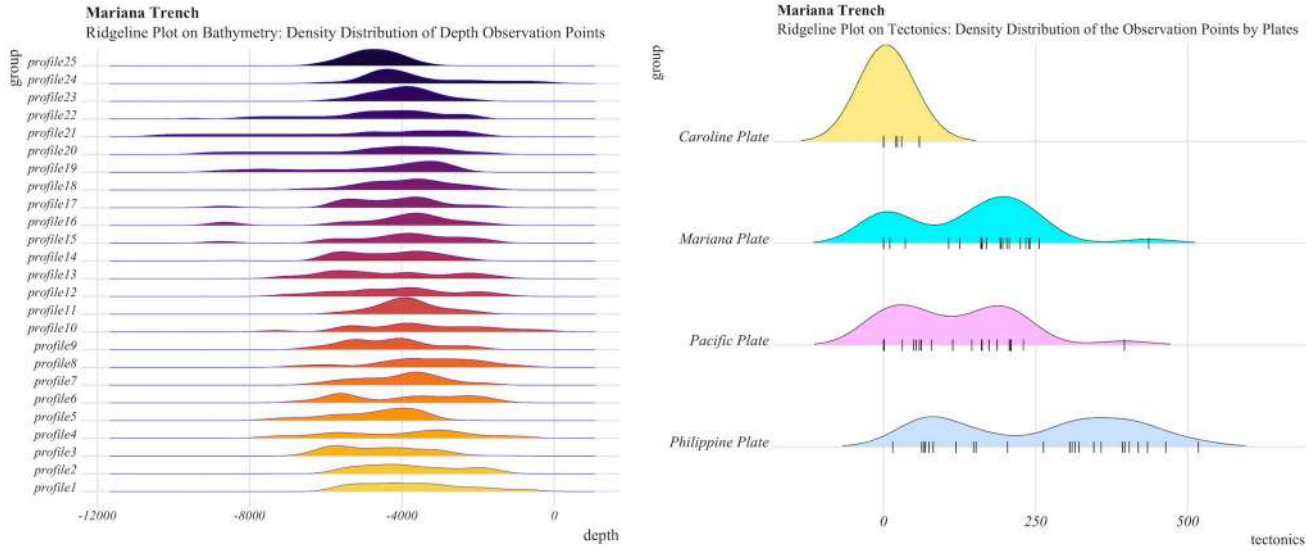


Рис. 77.

Батиметрические вариации распределения данных представлены на Рис. 77. По профилям они варьировались от -10600 м (максимальная глубина в этом наборе данных) до -3.150 м (самая мелководная точка в датасете). Максимальные глубины отмечены в профилях № 20, 21, 19, 14, тогда как минимальные глубины составляют первую группу, т.е. профили №24, 23, 22 и 10 (Рис. 77). Самая глубокая часть желоба расположена в юго-западном и центральном сегментах, где желоб пересекает Филиппинскую и Тихоокеанскую плиты. Умеренные глубины коррелируют с Марианской плитой и большей частью плиты Филиппинского моря. Диапазоны глубин в целом больше в южной части желоба, чем в северной его части. Центральная часть МарЖ варьируется по глубине: увеличивающиеся глубины в южном направлении, где глубины больше, чем в северном сегменте. Сравнивая профили № 3, 4, 9, 12 с профилями № 18, 16, 15, 13, глубины увеличиваются, достигая максимальных значений в следующей группе (№20, 21, 19, 14).

Вариации крутизны на различных участках желоба, крутизна склона и глубины анализировались библиотеками Matplotlib, Seaborn и Bokeh. Самая крутая часть желоб расположена на северо-западном, центральном и юго-западном участках (профили № 3, 7, 9, 23, 24), где желоб пересекает Филиппинскую и Тихоокеанскую плиты. Этот участок имеет самые большие глубины и резкие перепады глубин. Максимальный градиент глубины находится на профиле № 21 (-10600 м). Средний умеренный угол наклона (профили № 1, 11, 4, 5, 10) коррелирует с участками пересечения желоба Марианской плиты. Профили 19, 20, 21 и 22 имеют равномерную форму, которая резко уменьшалась после образца 200. Группы профилей

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

23, 24 и 25 имеют схожие формы: первая половина профилей относительно ровная, в то время как южная часть показывает увеличение глубин.

Отдельные сегменты Марианского желоба имеют сбалансированные перепады глубин от -7.600 м (профиль № 11), -7.750 м (профиль №4), -7.800 м (профиль №5), -7.750 м (профиль №10), до -6.200 м. (профиль № 1). Диапазоны глубин показаны на Рис. 77. Профили с наименьшим уклоном градусов (21, 22, 18, 20) расположены в южном сегменте, где желоб пересекает плиту Кэролайн. Осадконакопление существенно отличается вдоль желоба по разным сегментам, что связано с комплексом осадочных процессов и механизмов. Среди прочего, вызванные привносом осадков с донными течениями, оползневыми процессами, биохимическими факторами, близостью сейсмических зон, областями магматического вулканизма. Кроме того, из-за «эффекта воронки» скорость отложения наносов в желобе выше, а толщина больше, чем в на дне открытого бассейна Филиппинского моря.

Алгоритм k-средних был применен для ранжирования профилей по группам. Были протестированы несколько кластеров (от 2 до 7), и выявлено пять как оптимальное при минимальном перекрытии групп. Корреляционная матрица показывает пересечение комбинации факторов. Сравнение би-фактора показывает попарную корреляцию факторов, воздействующих на морфоструктуру желоба. Сравнительный анализ позволил наблюдать влияние на переменные как на би-факторы. В ответ на уменьшение осадконакопления толщина уклона идет параллельно и расположение областей активного вулканизма отражено в циклическом повторении кривой для градиента наклона. Магматические вулканические области имеют корреляцию с углом наклона и аспектом. На геоморфологию желоба отчетливо влияют такие факторы как угол наклона, тектонические факторы, мощность отложений, аспект градиента, вулканические магматические области и географическое положение.

Анализ крутизны углов профилей поперечного сечения вдоль желоба показал, что профили поперечного сечения образуют кластерные группы с близкими характеристиками морфоструктуры [271]. В результате профили желоба были разделена на 5 групп. 1-я группа: профили 21, 22, 18 и 20, 'сильный уклон' tg=0,05°. 2-й группа: профили: 15, 19, 16, 17, 14, 2, класс «очень сильный уклон», угол tg=0,057° до 0,058°. 3-я группа, «значительный уклон», профили: 1, 11, 4, 5, 10 и 13, средний уклон tg=0,060°-0,070°. 4-я группа, «крутой уклон», профили: 25, 12, 6, 8, 3, tg=0,070°-0,075°. 5 группа, с наибольшей крутизной, профили: 9, 7, 23, 24, со средним наклоном tg до 0,079°. Хотя крутизна связана с погружением плиты в этой области, характер расширения уклона может быть связан с другими факторами, например,

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

топография, вулканизм и местоположение. Группировка данных создана с помощью библиотек {tidyverse} и {ggsignif}, использованных для упорядочивания и нормирования угла крутизны.

Далее были сгруппированы 5 классов склонов: сильный, очень крутой, экстремальный, склон, значительный. Они показывают крутизну желоба по результатам кластерного анализа [271]. Общий тренд имеет размах 0,03 (примерно 0,05-0,08) крутизны профилей. Повторная классификация уклона градиента поперек желоба и статистическая нормализация играет решающую роль в анализе крутизны склона желоба. Профили № 23 и 24 имеют наибольшую крутизну склона, расположенного на Филиппинской плите. 2 больших класса склонов наблюдались: 1-й ниже среднего (профили 1, 2, 11, 14-19, 21-22) и 2-й выше среднего (все остальные). Крутизна желоба варьируется под воздействием факторов магматических вулканических областей: профили №20, 22, 23, 24. с большим количеством точек наблюдений вулканических извержений (свыше 180), которые коррелируют с крутизной склона. 5 классов крутизны склона выбраны в связи с различной морфоструктурой в разных сегментах желоба. Круглые столбчатые диаграммы включены для визуализации распределения глубины и значений угла наклона с помощью скриптов R.

KDE по Марианской плите имеет самые высокие значения для распределения по глубинам МарЖ, за которым следует Филиппинская плита, затем Тихоокеанская и Каролинская, соответственно. KDE показан на комбинированном графике, позволяющем сравнить перекрытие кривых плотности для профилей и распределения по глубине по тектоническим плитам. Филиппинская плита имеет минимальный пик по профилям № 14-21. Наивысшее значение для плиты Кэролайн имеет профиль № 23, в то время как максимальный уровень для Марианской плиты имеет профиль № 7. Плита Филиппинского моря имеет минимальное значение для профилей №14–21. Наивысшее значение для плиты Кэролайн имеет профиль №23, а максимальный уровень для Марианской плиты - профиль №7.

Основные концепции статистического анализа включают численное отражение моделей взаимосвязи различных факторов (геологическое строение, батиметрические узоры, расположение и субдукция тектонических плит, спрединг, трансформный разлом, глубины), влияющих на геоморфологию желоба. Сравнение свойств разрезов океанической коры и офиолитов, толщины и глубины отложений по профилям позволили лучше понять связи между геопространственными факторами, влияющими на геоморфологию желоба. Тектонический плиты, геометрия (угол склона в tg°), толщина отложений, геология (вулканические районы, землетрясения), тектонические факторы играют решающую роль в геоморфологии желоба.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Марианский желоб – важная составляющая активных континентальных окраин в западной части Тихого океана. Его склоны с материковой и океанической сторон имеют сложные ступени различной формы и размера, вызванные активными тектоническими и процессами осадконакопления. Крутизна склонов желоба в среднем 4–5°. Тектонические плиты имеют более крутые склоны со средними уклонами от 10 до 15°, но их отдельные части могут быть ограничены более крутыми склонами, что объясняется системой гравитационных потоков подводных каньонов и долин.

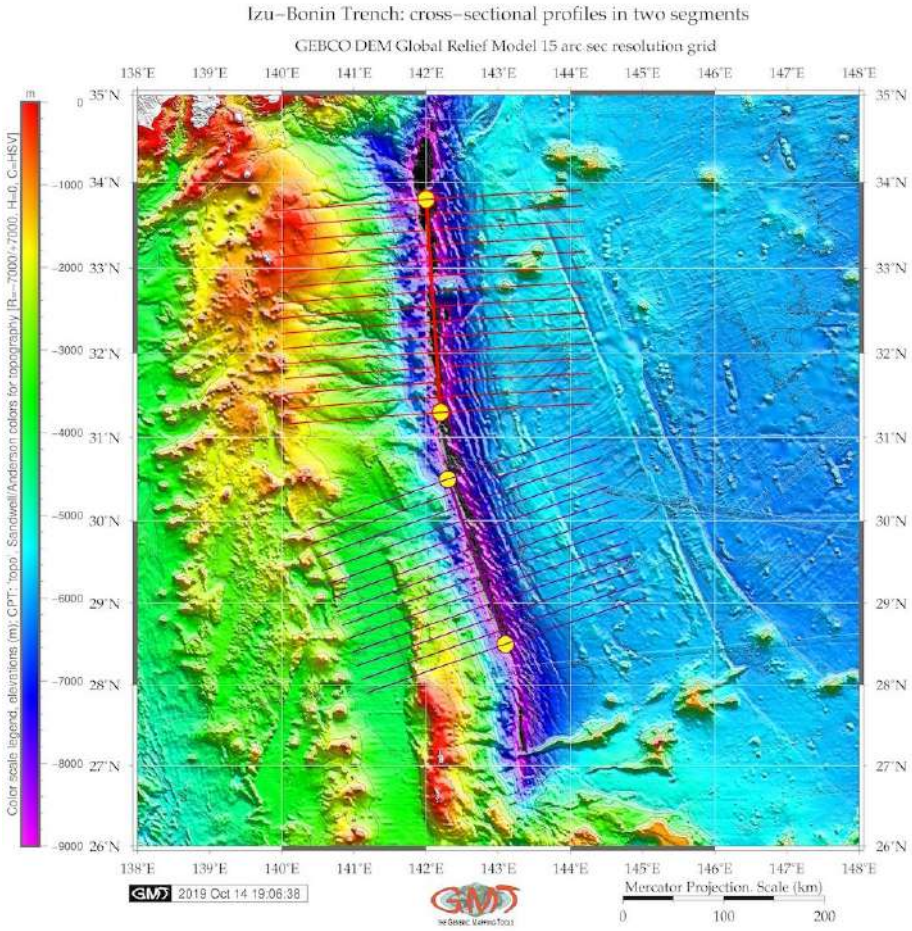


Рис. 78.

Распределение геологического материала на прилегающих абиссальных равнинах способствует формированию геоморфологических особенностей строения дна океана в желобе. Степень и амплитуда наклона влияют на толщину отложений, аспект имеет меньший эффект. Были оценены количественные сходства в распределении данных с помощью корреляционных матриц и кластерного анализа. Большие градиенты изменчивости наблюдаются внутри и между северной и южной частями желоба, и кривой ее формы, направленной к линиям трансформации

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

около Магеллана, подводные гор (г. Маркус-Уэйк). В геоморфологии желоба преобладают следующие факторы: близость подводных вулканических районов, расположение Филиппинской и Марианской тектонических плит, толщина осадконакопления. Средняя часть желоба (профили от 14 до 17), имеет очень крутые уклоны, примерно равные пропорции толщины осадков. Вариации толщины наносов по профилям имеют косвенное зависимость от угла склона, что создает условия для скопления наносов. Если некий сегмент желоба расположен вблизи активной вулканической области, скорости седиментации увеличиваются.

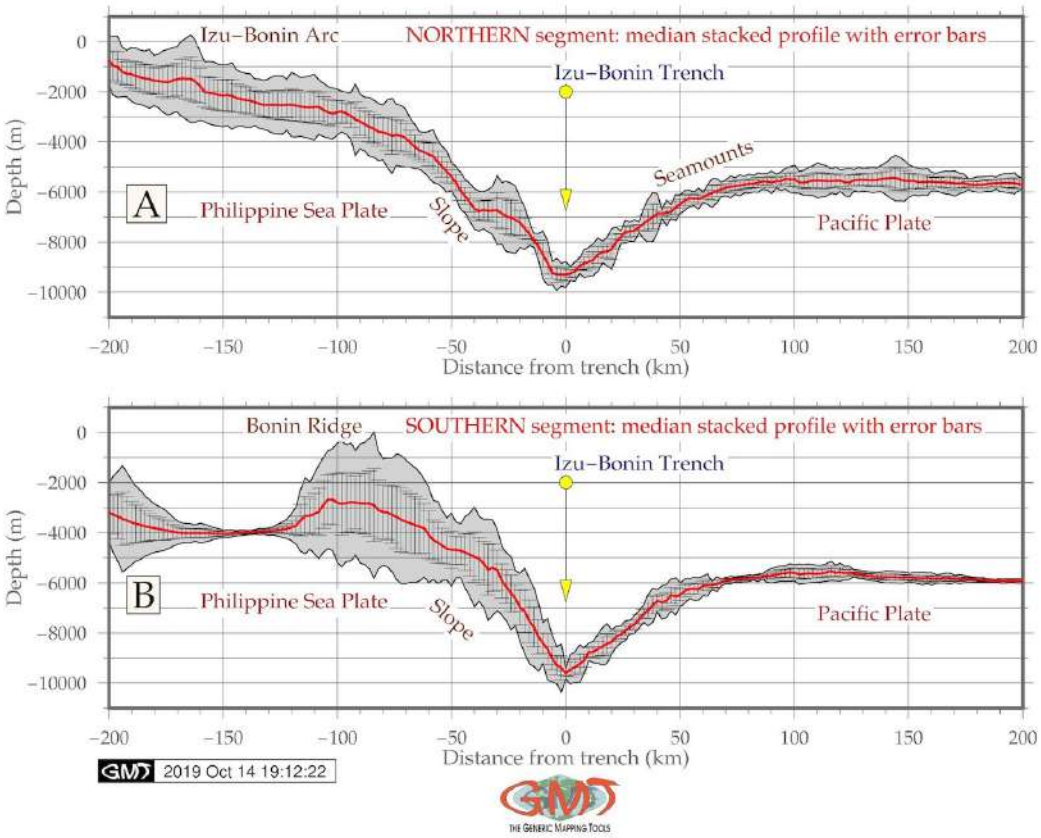


Рис. 79.

Профили № 1, 24, 25, 23 отличаются высокой мощностью наносов на Филиппинской плите, профили № 2, 4, 6, 8 имеют самые высокие значения для Марианской впадины, профили № 3, 5, 8, 6 имеют самые высокие значения толщины осадконакопления для Тихоокеанской плиты. Профили, расположенные на Каролинской плите, имеют наименьшие значения (лишь несколько точек).

4.17 Желоб Идзу-Бонин

Поперечные профили желоба Идзу-Бонин (ЖИБ) отображены как два сегмента ЖИБ (Рис. 78). Результаты моделирования показали, что южный его сегмент более глубокий и имеет

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

более выраженную V-образную форму с крутым уклоном на обоих склонах. Северная же часть желоба имеет асимметричную форму склона с заметной подводной террасой в западной части и выпрямленной формой со стороны океана (Рис. 79). Кроме того, южный сегмент ЖИБ имеет на графике различимый хребет Бонин. Сравнение обоих сегментов ЖИБ со стороны океана указывает на схожую морфоструктуру, а также подводные горы в северной части ЖИБ, заметные на 3D-модели ЖИБ. Статистический анализ обоих сегментов показывает следующие результаты. Для северного сегмента, наиболее наглядный диапазон глубин; от -5000 до -6000 м где зарегистрировано 1037 записанных образцов (304, 407, 248 и 78), в то время как южный сегмент показывает всего 931 образец (523, 304, 77 и 27) [304].

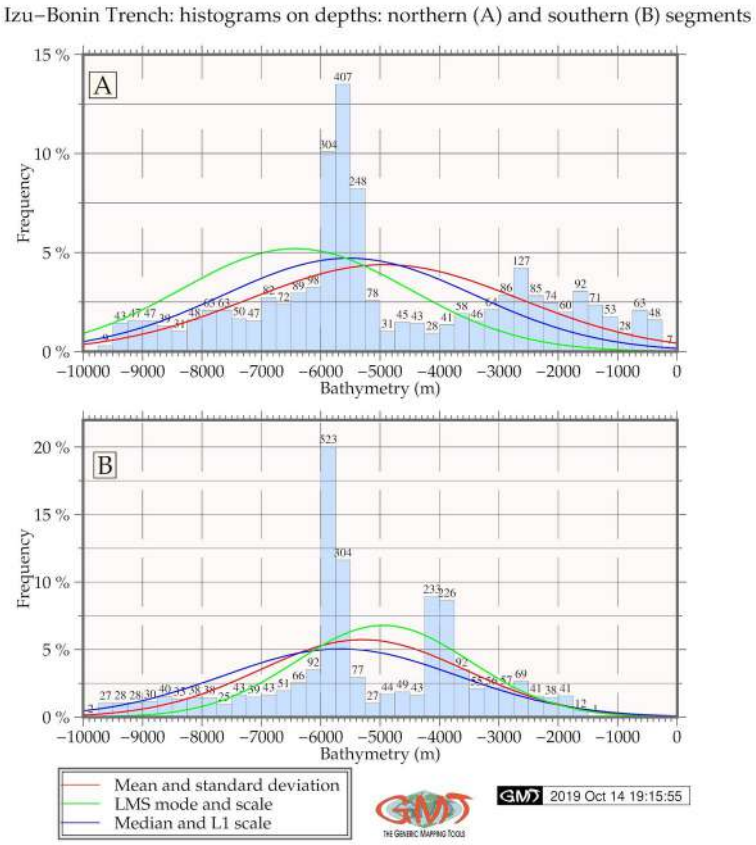


Рис. 80.

Кроме того, гистограмма для южного сегмента имеет четкое бимодальное распределение с двумя пиками: 523 образца с 20% показывают наиболее частые значения глубины для южного сегмента в диапазоне от -5.800 до -6.000 м (Рис. 80). Второй пик занимает почти 10% данных, что соотносится с расположением хребта Бонин и включает данные по глубинам от -4.200 до -3.800 м. Для северного сегмента желоба наиболее повторяющиеся точки (407 значений, 13,5%) отобраны по глубинам от -5.600 до -5.800 м, далее по глубинам в диапазоне от -5.800 до -6.000

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

м (304 образца с 10%). В северном сегменте распределение данных имеет больше точек, расположенных на мелких глубинах (146), что указывает на дугу Идзу-Бонин, в то время как для южного сегмента в этом батиметрическом диапазоне нет данных. Это указывает на то, что южный сегмент имеет V-образный профиль поперечного сечения желоба.

4.18 Японский желоб

Поскольку основной батиметрической переменной рельефа желоба является глубина, датасет GEBCO в виде DEM был использован для расчета, сравнения и описательного статистического анализа двух сегментов ЯЖ. Следовательно, сравнительный анализ двух частей серии профилей поперечного сечения выявил более крутой склон в северной части желоба на континентальной части склона под фронтальным клином Северо-Американской тектонической плиты.

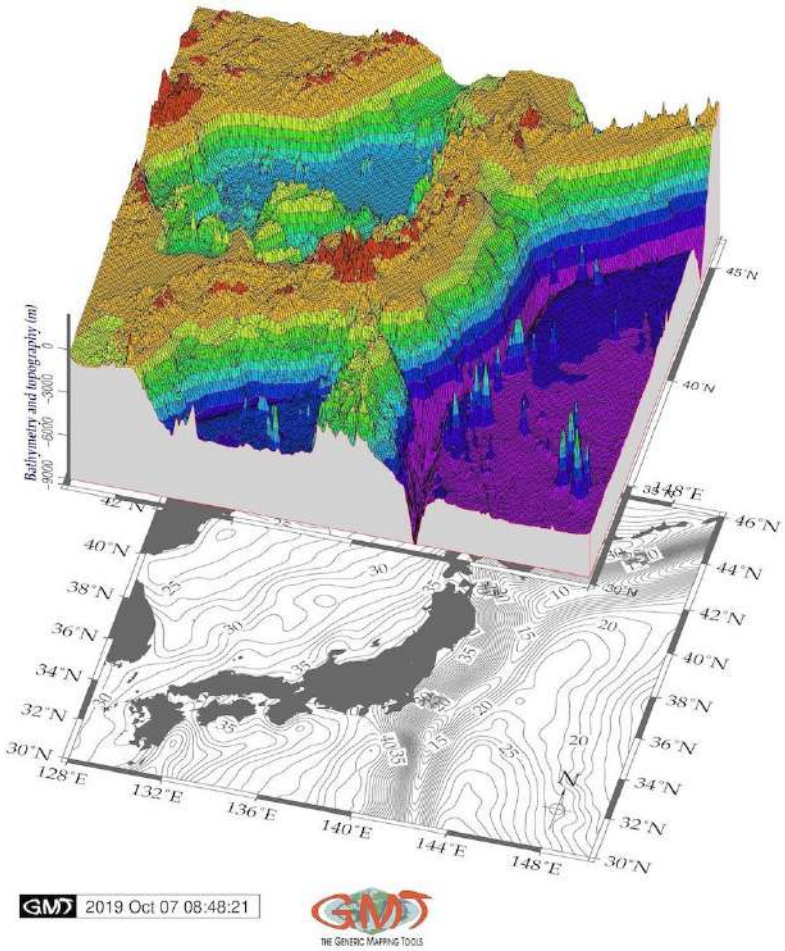


Рис. 81.

Южная часть ЯЖ показывает более пологий склон на острове Хонсю. Расположение профилей, пересекающих два сегмента ЯЖ с юго-запада на северо-восток, показаны на карте. Было построено 12 профилей для южного сегмента и 14 профилей для северного. Геоморфологическое строение центральных профилей, и увеличение высоты в северном направлении видно в северной части. Результаты интерпретировались на основе гипотезы что геологические условия и сейсмичность района влияют на неровность рельефа желоба и общие геоморфологические формы при изучении батиметрических закономерностей и вариаций по профилям поперечного сечения ЯЖ, что показано на

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

геологической карте с высоким уровнем сейсмичности, повторяющимися землетрясениями и вулканизмом вдоль желоба.

Следовательно, западная часть желоба (склон о. Хонсю) имеет более крутые склоны по сравнению со склонами, направленными к океану для обоих сегментов, что также можно увидеть на 3D модели, представленной на Рис. 81. Статистический анализ наиболее частых значений глубин для северной части показывает диапазон от -5300- до -5500м (683 точки). Что касается южной части, то наиболее частые глубины лежат в интервале от -5500 до -5800 м (531 точки). Более того, сравнивая самые глубокие значения батиметрии, можно заметить, что южная часть чуть глубже: самые глубокие записи до -8000 м (8 проб). Всего 139 точек расположены на глубинах от -7000 до -8000 м в южной части желоба.

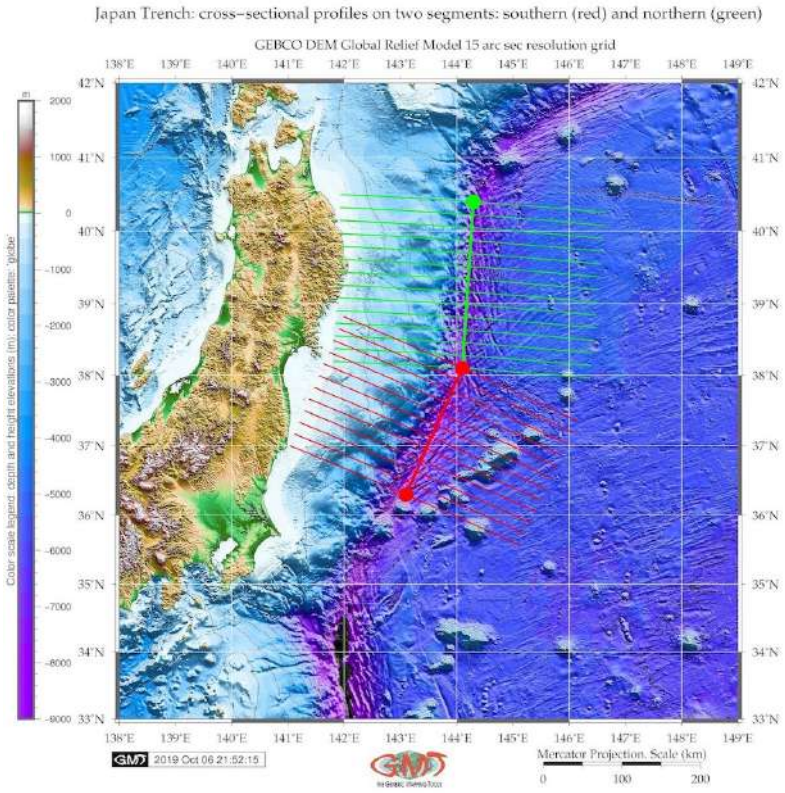


Рис. 82.

В северной части желоба такой же диапазон глубин содержит 124 записи: 12, 59 и 53 в самой глубокой части профиля (Рис. 82).

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

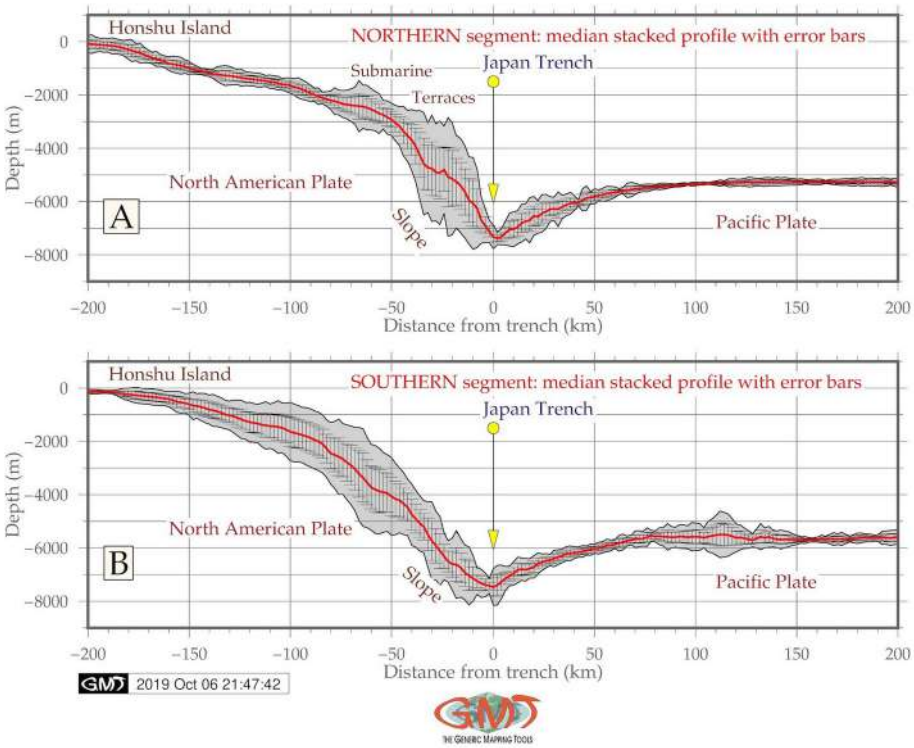


Рис. 83.

Кроме того, значения, расположенные на глубинах от -4000 до -5000 м, чаще встречаются для южной части желоба: всего 134 точки, а северная часть желоба не превышает 100 значений: 91 пробы [287] (Рис. 83). Подводя итог, можно заключить, что южная часть желоба более мелкая чем северная (Рис. 84). Она показывает более глубокие значения, и наиболее частое значение глубже, чем у северного сегмента. Анализ представленной модели геоида и гравитационные аномалий силы тяжести атмосферного воздуха в редукции Фая отражают изменения плотности Земли в области через ЯЖ и в его окрестностях.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

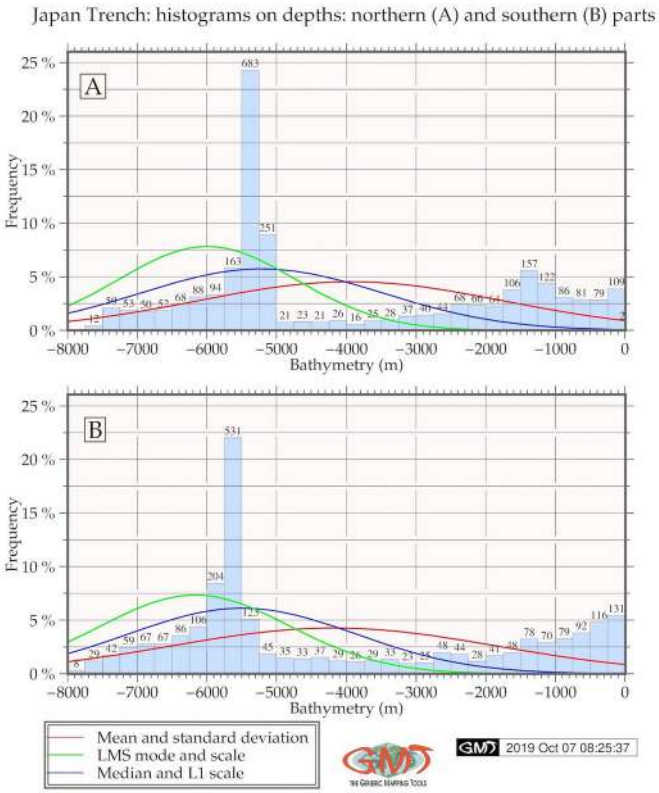


Рис. 84.

Исследованная область ЯЖ имеет значения геоида 0-20 мГал. Наибольшие значения на высотах геоида зарегистрированы на о. Хонсю (>40 мГал). Остальная площадь имеет значения в диапазоне 20-40 мГал, что показывает умеренную неравномерность геоида. На карте гравитации показаны вариации плотности Земли в районе исследования и уменьшение силы тяжести топографической поверхности к геоиду в районе исследования. Карта аномалий силы тяжести в редукции Фая определяются по высоте, показывающей значения ниже -30 мГал в области ЯЖ. Район Японского моря имеет значения высот до 40 мГал. Некоторые районы Японских о-вов (Хонсю и Хоккайдо) превышают 100 мГал, что указывает на аномалии гравитации.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

4.19 Желоб Пюйсегюр

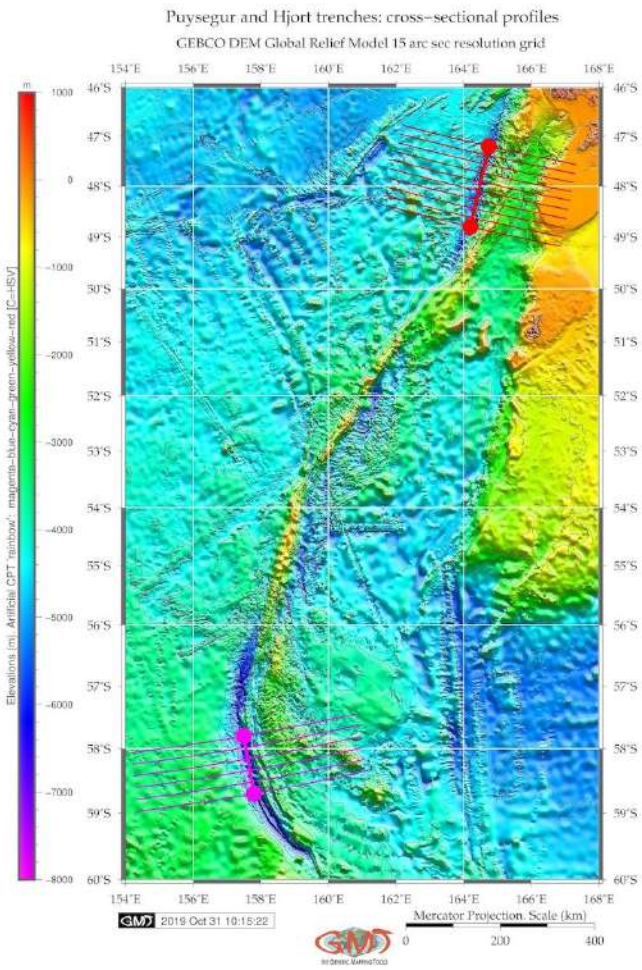


Рис. 85.

Желоб Пюйсегюр (Рис. 85) имеет асимметричную V-образную форму с крутым уклоном на восточном склоне и пологий склон на западном, соответственно. Прилегающий район имеет пологий склон на сторона океана для Хикуранги и крутой склон на восточном фланге для Пюйсегюра, окруженный сложным подводным рельефом вдоль дуги Маккуори. Пюйсегюр имеет бимодальный тип распределения данных с двумя четко выраженными вершинами.

Первый пик имеет три заметных диапазона с кластерами на диапазонах от -4.200 до -4.400 м (373 образца, частота данных 18%), от -4.000 до -4.200 (182 образца, частота данных 9,6%) и от -4.400 м до -4.600 м (216 образцов, частота данных 11,5%).Вторая вершина покрывает диапазон с глубинами от -2.200 до -3.000 м с частотой данных ниже 7,5% [286]. Пик соответствует дуге Маккуори, граничащей со склоном желоба. Небольшой желоб Хьорт линейно продолжает Пюйсегюр. Ввиду его относительно небольших размеров и простирания от Пюйсегюр, оба желоба рассматривались в этой работе в одной секции. Желоб имеет классическую симметричную форму с постепенно сужающимися склонами на его западном и восточном флангах. Желоб имеет классическую колоколообразную форму с четким пиком данных на глубинах -3.200 до -3.400 м. (364 образца, 30% данных). Рельеф желоба Хьорт представляет собой наиболее неровную местность по сравнению с другими желобами с максимальной глубиной свыше -6.000 м.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

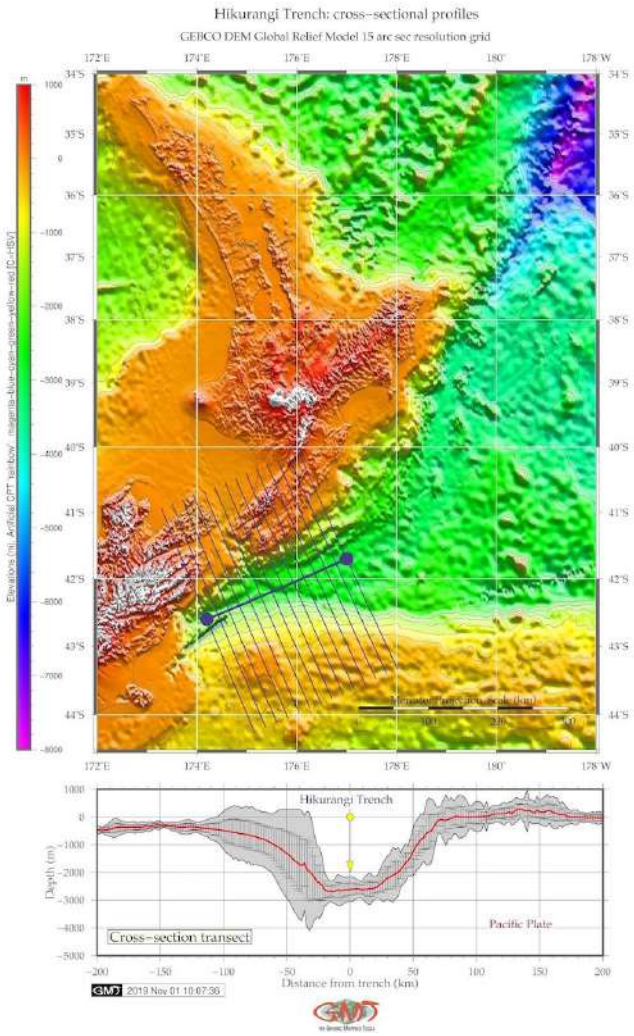


Рис. 86.

Резкое уменьшение значений выборки с обеих сторон соответствует крутому склону желоба на западном его фланге от плато Хьорт. Абиссальная равнина простирается к востоку от Пюйсегюр, с небольшими выступами. Его морфоструктура особенно хорошо выражена вдоль дуги Маккуори, между 51,5° и 54° с четко выраженными гребнями, напоминающими вытянутые подводные горы на северо-западе от Пюйсегюр, перемежающимися небольшими впадинами. В средней части желоба глубины резко увеличиваются от -5.400 (216 точек) до -6.200 м (9 точек). Распределение данных имеет четкий бимодальный вид для Пюйсегюр с пиками в диапазонах от -4.200 до -4.400 (373 образца) и от -3.200 до -3.000 м (140 образцов). Гистограмма желоба Хьорт также имеет классическую колоколообразную форму с одним пиком в распределении данных на глубинах от -3.300 до -3.500 м (364 точки).

4.20 Желоб Хикуранги

Результаты проведенного моделирования желоба Хикуранги (ЖХ) выявили, что он имеет более корытообразную форму в поперечном сечении, в то время как желоба Пюйсегюр и Хьорт имеют классическую V-образную форму. Хотя в данном исследовании он служит переменной ландшафта для изучения геоморфологической формы рельефа, вариации морфоструктуры склонов были сопоставлены для желобов, и были отмечены следующие результаты: ЖХ имеет корытообразную форму с плоским широким дном, также имеет более крутой уклон на склоне Северного острова. Гистограммы для профилей пересечения желобов Хикуранги, Пюйсегюр и Хьорт визуализированы на (Рис. 86). Описательная статистика по батиметрии в трех желобах и интерполяции подходов показывает следующие результаты.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Форма гистограммы различается по всем трем желобам, отражающим их морфоструктуру. Распределение данных для ЖХ демонстрирует практически одинаковую картину для глубин -600 м до -2600 м с выборками менее 60 для каждого кластера (большинство данных при этом обнаружено на 30-40 выборках для желоба, но не более 4%). Отчетливо видно возрастающее увеличение данных с глубинами ниже 500 м, то есть наклон в сторону о. Северного, частота от 5% до 12%, (Рис. 87).

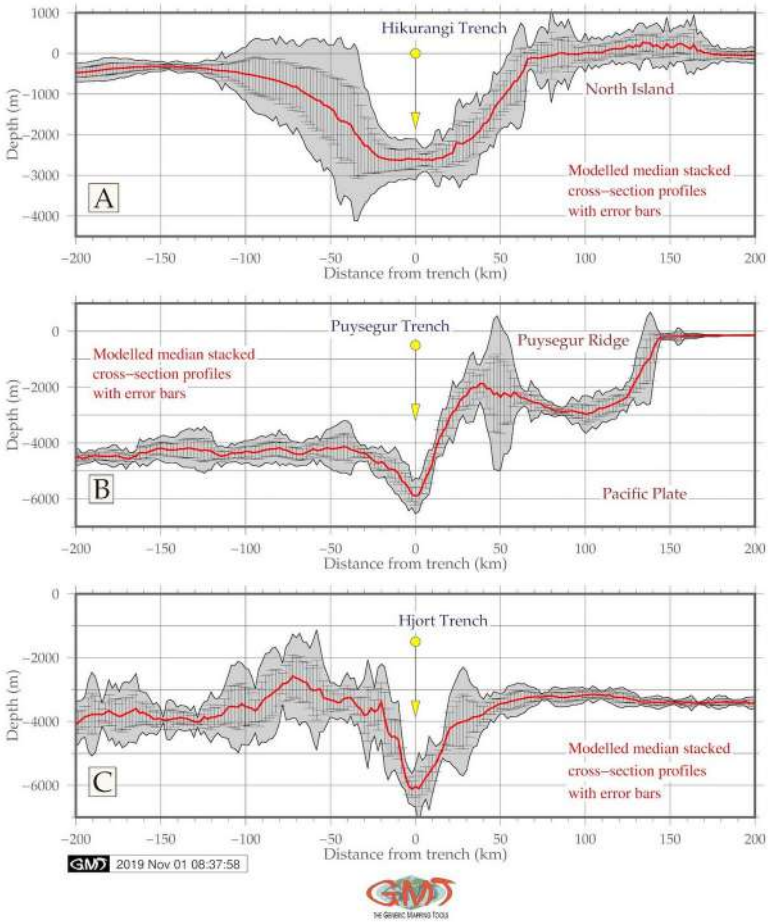


Рис. 87.

Асимметричность склона в морфоструктуре желоба и распределение подводных гор вблизи желобов Пюйсегюр, Хьорт и ЖХ отражают взаимодействие между сложными тектоническими процессами, такими как субдукция тектонических плит и вариация напряжения между расходящимися хребтами и трансформацией рельефа. В северо-западном районе от точки Пюйсегюр, батиметрические данные полос обзора GEBCO позволяют увидеть довольно сложный подводный рельеф: линейно выраженную геоморфологию хребта, серию мелких удлиненных подводных гор, небольшие впадины и плоские участки морского дна.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Согласно анализу распределения данных для ЖХ, батиметрия имеет более выровненные картины на глубинах в диапазоне от -2.500 до -600 м. Отличительные пики имеют данные, расположенные на мелководных участках (<-500 м), где максимальные значения обнаружены для диапазона от -400 до -300 м (258 выборок). Как правило, сильная корреляция осей желобов заметна с границами трех литосферных плит (Антарктическая, Тихоокеанская и Индо-Австралийская), что подтверждает воздействие на геоморфологию желоба со стороны субдукции тектонических плит, геологических линеаментов и протяженности Зоны разрушения, что в конечном конце приводит к формированию оси желоба за счет движений плит. Региональные геологические условия, линейное распространение тектонических плит, сложные тектонические процессы и седиментация желобов могут объяснить различия в морфоструктуре желобов Хикуранги, Пюйсегюр и Хьорт как подводных форм рельефа.

Сравнительный анализ геофизических условий желобов выявил их структурные характеристики в прилегающей океанической коре южной Антарктики. Визуализированная данные по аномалиям силы тяжести свободного падения в редукции Фая и геологических параметров добавляют новую информацию к интерпретации данных, охватывающих активные конвергентные окраины, в частности, зону тройного сочленения Маккуори в ЮЗ части Тихого океана, Антарктика. Ввиду расположения в зоне тройного сочленения Маккуори, ЖХ представляет собой особый сегмент океанского дна, отличающийся по морфоструктуре и геологическим условиям от соседних Пюйсегюр и Хьорт, где наблюдается постепенное уменьшение глубин по склону о. Северного. Детальное картографирование дна в разрезах указанных желобов в увеличенных фрагментах подчеркнули активные процессы на дне, которые создали уникальную и отличительную морфологию, характерную для самых южных желобов Мирового океана, граничащих с Антарктикой: Южно-Сандвичев желоб в море Скоша [312]. Сравнительный анализ подводной геоморфологии ЖХ и Пюйсегюр, а также малого желоба Хьорт (продолжение Пюйсегюр), расположенных у побережья Новой Зеландии на юго-западе Тихого океана, позволяет сделать следующие выводы.

Результаты сравнения медианных значений трех желобов показывают, что Хикуранги имеет меньшие глубины с максимальной не более -2500 м, в то время как Пюйсегюр достигает до глубин -6000 м. Желоб Пюйсегюр простирается от Южного о. до зоны тройного сочленения и зоны разлома Маккуори. ЖХ продолжает Пюйсегюр на юг от о. Маккуори и характеризуется фронтальной субдукционной эрозией, многочисленными подводными горами, растяжением верхней тектонической плиты. Небольшой желоб Хьорт характеризуется наклонной формой, в

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

связи с расположением в зоне субдукции. Уникальная тектоническая обстановка этого региона состоит из двух зон субдукции: северной (окраина Хикуранги) и южной (окраина Пюйсегюр), связанных наклонной континентальной коллизией по Альпийскому разлому о. Южного. Как следствие, это вызывает вариации в морфоструктуре желобов. Субдукция Пюйсегюр / Хикуранги выражено наклонная (правая), направлена на юг. Субдукция Хикуранги направлена на северо-запад, т. е. о. Южный Новой Зеландии оказывается ровно в центре между «ножницами субдукции».

В данной части работы также выполнено сглаживание гистограмм топографических сеток (уравненных, нормированных, квадратичных) модулем grdhisteq. Автоматизированный разрез был выполнен с использованием модуля grdtrack. ЖХ имеет классическую симметричную форму поперечного профиля со сравнительными уклонами на западных и восточных склонах, а также отличается корытообразным плоским широким дном, более крутым градиентом склона Северного острова. Пюйсегюр имеет асимметричную V-образную форму с крутым уклоном на восточном склоны и более пологим склоном на западе. Сравнение медиан желобов показывает, что выбранный сегмент ЖХ имеет меньшую глубину с максимальной не превышающей -2500 м, в то время как Пюйсегюр достигает до глубин -6000 м. Желоб Хикуранги имеет более глубокие значения свыше -6000 м с более крутым уклоном по сравнению с желобом Пюйсегюр.

Прилегающая местность имеет пологий спуск со стороны океана для ЖХ и крутой склон с восточной стороны фланга для желоба Пюйсегюр. Распределение данных для ЖХ демонстрирует практически одинаковую картину распределения глубин от -600 до 2600 м с выборками менее 60 для каждого кластера. Пюйсегюр имеет бимодальный тип распределения данных с двумя пиками. 1-й пик имеет 3 заметных диапазона значений от -4200 до -4400 м (373 отсчета, частота данных 18%), диапазон - от 4000 до -4200 м. 2-й пик охватывает глубины от -2200 до -3000 м, частота менее 7,5%. Пик соответствует простиранию желоба до арки Маккуори, граничащей со склоном желоба. Явление субдукции тектонических плит объясняет асимметрию желобов, а также морфологическую структуру ЖХ и Пюйсегюр, которые зависят от геологических процессов и факторов и изменяются согласно вариативности региональных условий, что и показано на представленных смоделированных профилях.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

4.21 Классификация морфоструктур глубоководных желобов

Глубоководные океанические желоба представляют собой важную часть океанической литосферы: крупнейшие по протяженности, линейные углубленные элементы рельефа поверхности морского дна Земли, отличающиеся своей глубиной, непрерывностью и уникальной морфологией. Желоба преимущественно расположены вдоль окраин океанов. В основном, они развиты вблизи островных дуг и орогенов, образующихся над зонами субдукции. Например, максимально длинный Перу-Чилийской желоб имеет длину 4.500 км и достигает глубин 7–8 км под уровнем моря.

Желоба, расположенные на западе Тихого океана, как правило, глубже, чем на восточных его границах. При этом, наибольшие глубины желобов достигают до 10–11 км, обнаруженные в желобах Марианском и Тонга-Кермадек. В настоящей работе были определены следующие типы формы морфологических профилей, и желоба классифицированы на семь типов: U-образные (в плане), V-образные (в плане), асимметричные левосторонние, серповидные, извилистые гребневидные, каскадные, округло-дугообразные, асимметричные правосторонние. Для каждого геоморфологического типа характерны подтипы крутизны, определены: сильные, очень сильные, экстремальные, крутые, очень крутые склоны. Кроме того, склоны долин желобов классифицируются как очень высокие, высокие, средние, низкие, в зависимости от степени кривизны. Следовательно, классы размеров и классы склонов долин анализируются в контексте физической среды, а также тектонических и геологических условий участка желоба. Форма изгиба погружающейся литосферной плиты также оказывает влияние на тектоническую нагрузку на оси желоба, прочность, а также на разломные эффекты погружения тектонической плиты, что отражается в разнообразии форм формы желоба.

Основным фактором, определяющим максимальную глубину желоба, является тектоника. В частности, существенным является возраст субдуцированной океанической литосферы, поскольку он определяет глубину океанической коры, входящей в желоб. Примечательный контраст между глубинами желобов на востоке и западе Тихого океана во многом объясняется именно систематическим различием в возрасте морского дна в этих регионах. Кроме того, возраст плиты (относительно молодые или старые плиты), как правило, является преобладающим фактором в контроле формы поперечного сечения желоба, независимо от осевого осадка нагрузки. Геоморфология желоба и ширина профилей поперечного сечения в основном контролируются упругой мощностью, уменьшенной

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

тектоническим нарушением вблизи оси желоба. В свою очередь, на них незначительно влияет начальная толщина исследуемой тектонической плиты.

Уменьшение плиты вызывает значительные углубление и сужение желобов. Как отмечено во вступительной главе диссертации, на поперечных разрезах желоба обычно имеют ширину 50–100 км. В поперечном сечении они образуют асимметричную V-образную форму с наиболее крутым уклоном 8–20° на стороне, наклоненной в сторону океана (противоположной континентальной). Наполнение желобов наносами и отложениями также значительно различается, что также демонстрируется в данной работе, начиная с практически отсутствия осадков, как в Тонга и Кермадек, до почти заполненных желобах, как в Алеутском и особенно, Каскадия [289]. Это объясняется привносом осадков, регулярно поступающих из прилегающих континентальных областей. Глубина желоба также уменьшается за счет субдукции и распространения асейсмических хребтов.

Изгиб литосферной плиты приводит к появлению возвышенностей и холмообразных форм рельефа в топографии, представленной в субдуцирующей тектонической плитой на обращенной к океану стороне островной дуги. Региональные повышения в рисунке батиметрии дна расположены как правило на расстоянии 100–200 км от оси желоба с амплитудой в несколько сотен метров. Наличие гряд и холмистых форм в рельефе является следствием наклона погружающейся плиты вниз.

В данной диссертации проведено систематическое отображение форм морфоструктуры 20 желобов Тихого океана, основанное на подробном анализе с разнообразным диапазоном характеристик (геология, тектоника и геофизические условия). Глубоководные желоба являются одними из самых загадочных и малоизученных морфологических структур на поверхности дна Мирового океана. В то же время, именно в глубоководных желобах геофизики могут наблюдать, как разрезы океанического дна древней земной коры подвергаются субдукции и моделировать процессы, происходящие в мантии Земли, для анализа оценки ее взаимодействия с океанической корой. В связи с этим, важность исследования глубоководных желобов в развитии наук о Земле очевидна. В Атлантическом, Тихом и Индийском океанах выявлены и до некоторой степени изучены около трех десятков глубоководных желобов. Их глубина в целом превышает -6.000 м. Семь наиболее глубоких впадин Земли расположены в Тихом океане: Марианский (11.034 м), Японский (10.554 м), Курило-Камчатский (10.542 м), Палау (10.540 м), Яп (8.946 м), Тонга (10.882 м) и Кермадек (10.047) м.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Филиппинский желоб (ФЖ): желоб неправильной формы V-образной формы (в плане). Поперечные сечения выбранного сегмента имеют сильно асимметричный вид, обусловленный расположенными на западе Филиппинскими островами (Минданао). Следовательно, западная часть разрезов имеет плавное постепенное уменьшение глубины равномерно от -75-40 км по левому флангу с уклоном 31°. 2-й отрезок протяженностью от 40 до 10 км. левого сечения с уклоном 40,60°. Последний и короткий отрезок слева (10-0 км) имеет крутизну 28°. Правый фланг профиля имеет следующие изменения крутизны. Сегмент 0-20 км имеет уклон 44°, далее следует участок 20-35 км (41,70°) и 35-50 км (25,0°). Протяженный участок по правому флангу (50-200 км) имеет однородную геоморфологию и почти не имеет существенных вариаций и доминирующий глубины около -6,000 под уровнем моря. Самый глубокий участок ФЖ (10-0 км на профиль от осевой линии) имеет более пологий уклон с крутизной 28° против 44° на правом фланг для того же сегмента. Поперечные сечения ФЖ имеют асимметричный профиль, обусловленный о. Минданао. В самых глубоких его частях ФЖ имеет V-образную форму Поперечный разрез был проведен перпендикулярно сегменту ФЖ. На нижнем графике показан средний сложенный профиль поперечного сечения (красная линия) и интервал полос погрешностей измерений. Вариативность углов уклона желоба, крутизны и перепада высот с западного и восточного флангов вызваны тектоническими причинами.

Желоб Кермадек (ЖК): вытянутый желоб по перевернутой гребневидной форме. Профили оцифрованы перпендикулярны оси желоба. Широта возле каждого профиля указывает на положение осевого дна. ЖК имеет плавную форму западного склона и резкую форму на восточном фланге с глубинами от -6600 до -6800 м согласно анализу 2641 промеров глубины. Сравнивая самые глубокие значения (свыше -9000 м) для ЖК, согласно анализу 251 образцов, очевидно, что ЖТ глубже, чем ЖК. Для глубин в диапазоне от -6000 до -5000 м больше значений в этом диапазоне: 6167 выборок. ЖК имеет пологий склон и небольшую глубину. Это иллюстрирует тектонические и геологические локальные вариации, а также вариативность процессов осадконакопления в ЖК, вызывающая вариации их морфоструктуры, несмотря на их близкое расположение.

Желоб Палау (ЖлП): левосторонний желоб неправильной V-образной формы. Батиметрические профили оси желоба имеют острые небольшие хребты неправильной V-образной формы, за исключением его северной части. Такая форма указывает на практически полное отсутствие либо очень тонкий слой осадков на дне желоба по его оси. Северная часть протяженностью около 25 км к северу от 7°38’N имеет U-образное форму, которая постепенно

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

расширяется к северу, становясь чашеобразной. Среднее падение уклона к суше составляет около 12°, в некоторых случаях имеют место более крутые уступы высотой от 10 до 50 м. Локальные повышения в рельефе выделяются на нижнем склоне в сторону суши. к оси ЖлП. Это может быть обваленный блок без глубоководных террас, в которых происходил процесс осадконакопления. Если происходит накопление поверхностных отложений вдоль оси желоба, его V-образное дно будет погребено с образованием выположенной котловины, если продолжающиеся процессы субдукция или тектонической эрозии не окажу противоположного эффекта. В ЖлП процессы обрушения склонов, происходят часто, поскольку углы падения нижнего откоса в сторону берега превышают предел разрушения откоса в желобе Палау.

Манильский желоб (МнТ) имеет извилистую форму. Это относительно молодой, неглубокий и узкий желоб, сформированный вдоль погружающейся плиты (ок. 15–36 млн лет), имеет плавный рельеф и небольшую ширину. Вдоль оси желоба батиметрия глубже и уже на южном и центральном участках, чем на северном участке. Глубина и геоморфология склона МнТ меняются существенно в диапазоне глубин от -3500 до -4500: минимальные значения заметны для северной части желоба, в которой зафиксировано 526 точек наблюдения (18,2%) для глубин от -4000 до -4200 м. Южная часть желоба имеет более крутой уклон в сегменте, обращенном к океану. Северная часть круче в части континентального склона. Подводные террасы можно отметить на северном сегменте желоба на глубине -2000 м. Модель северной части имеет более крутой склон в сторону океана. На фрагменте видна постепенно наклонная терраса на южном сегменте. Глубины от -1.100 до -1.300 м отмечены на сегменте длиной 50-100 м из разреза. Два сегмента желоба, расположенные на его северной и юго-восточной частях различаются: северный сегмент имеет меньшие значения глубин по сравнению с южным, но более крутой склон со стороны о. Лусон.

Алеутский желоб (АЖ) имеет удлиненную корытообразную форму. Северо-западная часть АЖ со стороны цепи островов имеет более крутой и короткий уклон с расположенным рядом морских террас. Средний уклон его северной стороны колеблется от 3° до 4°, в то время как на его более мелкой южной стороне - 1° или 2°.

Марианский желоб (МрЖ): V-образный (в плане), широкий по оси. Преобладают крутые (7–9°) склоны и плоские участки дна. Градиентные уклоны заметно симметричны и образуют V-образную форму в самых глубоких местах. Перпендикулярные поперечные сечения разрезов имеют следующие характеристики: более крутой уклон на северном фланге вдоль архипелага. Рельеф вокруг левого склона неровный и сложный по сравнению с правым

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

флангом. Он отличается аккуратной и крутой формой. Основные образцы глубины от -3000 до -5000 м. Крутизна склона по левому флангу: 33,10° на сегменте 0-15 км от центральной оси желоба. Участок 15-25 км имеет крутизну 45°, отрезок 25-40 км - 30,75°, участок 40-50 км – 28°.

Крутизна градиента правого фланга различается следующим образом: участок на расстоянии 0-28 км имеет крутизну склона 40,5°, следующий сегмент 28-37 км – 43,33°, понижаясь до 30,43° на отрезке до 50 км. На отрезке 50-90 км: постепенное постепенное увеличение глубин, которое стабилизируется после 100 км <-4000 м. Рельеф, окружающий левый фланг склона имеет неровный подводный рельеф по сравнению с правым флангом с более сложным подводным рельефом. Основные глубины образцов находятся в диапазоне от -3000 до -5000 м. Со стороны островной цепи желоб имеет более крутой и укороченный склон с расположенным рядом морских террас. Средние уклоны его северной стороны колеблются от 3° до 4°, а уклоны более мелкой южной стороны - 1° или 2°.

Желоб Тонга (ЖТ): U-образный (в плане). ЖТ имеет меньшую глубину по сравнению с желобом Кермадек. Самые глубокие отметки ЖТ свыше -9000 метров насчитаны в 320 пробах. Вариации глубин дна находятся в диапазоне от -6000 до -5000 м, на 4803 точках ЖТ. Профили поперечного сечения показали, что геоморфология ЖТ имеет более крутой уклон профилей на западном фланге. Дно ЖТ характеризуется неровным рельефом.

Центральноамериканский желоб (ЦЖ) имеет симметричную форму. Морфологическое строение желоба имеет прямую форму склонов с выражено более крутой передней дугой к стороне океана. Геометрия ЦЖ имеет относительно крутую и прямую форму, что коррелирует с сейсмичностью. Основные выборки глубинных наблюдений имеют значения от -3000 до -6200 м. Дно желоба имеет среднюю ширину 3-5 км. Модель профилей поперечного сечения представлена картой серии измерений и выше нанесенная серия профилей. На графике видны различия в склоне желоба, обращенных к океану и более крутой склон на материковой стороне. Однако в других областях, в частности, террасы менее четко очерчены. По сравнению с другими желобами Тихого океана, геоморфология ЦЖ представляет выпрямленные крутые склоны без значительной кривизны форм. Пространственный анализ, выполненный с помощью GMT, показал, что основные точки глубинных наблюдений ЦЖ расположены между -3000 и -6200 м. Самый глубокий диапазон данных батиметрии с 1.111 записями составляет 25% от общего пула точек промеров. Средние значения выборок наблюдений имеют значение -2200, в то время как медианные значения имеют значения -3200 до -3300 м.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Перу-Чилийский желоб (ПЧЖ) имеет асимметричную форму и структурно состоит из двух частей. Чилийский сегмент отличается большими глубинами и крутым уклоном на плите Наска, в то время как Перуанский сегмент желоба демонстрирует более пологий рельеф со стороны океана. В качестве сравнения наиболее повторяющихся данных для обоих сегментов можно привести следующие: перуанский сегмент имеет большинство данных (23%), 1410 образцов на глубинах от -4500 м до -4700 м. Он показывает пик всех данных с очень крутая картиной в распределении. Остальные данные в соседнем диапазоне намного ниже: 559 выборок на глубинах от -4700 до -5000 м и 807 выборок на глубинах от -4200 до -4400 м для перуанского сегмента. В чилийском сегменте более равномерное распределение данных. Кроме того, диапазон данных составляет 205 проб для чилийского сегмента на глубинах -4700 до -5000 м (против 559 для перуанского сегмента); и 731 для чилийского сегмента на глубинах от -4200 м до -4400 м (против 807 на перуанском участке); 317 для чилийского сегмента на глубинах от -4500 м до -4700 м (против 1410 в перуанском сегменте). Наиболее частая глубина для перуанского сегмента ПЧЖ - это диапазон от -4000 м до -4200 м (827 проб) против диапазона -4500 м до -4700 м для перуанского сегмента (1410 выборок). Перуанский сегмент в целом глубже и круче и характеризуется крутыми спусками.

Новобританский желоб (НБЖ) имеет асимметричный U-образный профиль с характерным, уклоном на запад в 35°, на восток в 41°. Увеличение глубин на НБЖ более полого: на отрезке 50 км желоб достигает высоты 2000 м над уровнем моря (от -7000 до -5000) вдоль берегов Соломонова моря. В поперечном сечении на графике НБЖ его профиль заметно асимметричен на склоне, направленном к суше и имеет форму дуги на востоке. НБЖ более мелкий по сравнению с ЖСК: его медианные значения не превышают -7000 м. Самый частые значения расположены в диапазоне от -5000 до -5200 м (272 пробы), за которыми следуют диапазоны от -5200 до -5000, От -5000 до -4800 и от -4800 до -4,600 м (количество проб: 204, 189, 157). Глубина до дна НБЖ постепенно углубляется в сегменте от -50 до 0 м в поперечном сечении, уменьшаясь с -3000 до -7000 в западном направлении, с максимальными глубинами до -7000 м и средним значением -8000 м.

Желоб Сан-Кристобаль (ЖСК) имеет симметричный, V-образный профиль, уклон 33° к океану и 33,69° к суше, с увеличивающимся рельефом, менее извилистым со стороны океана. ЖСК симметричен с точной формой ’V’ для сегмента - От 50 до -50 км на графике. Увеличение ЖСК резкое по профилю для расстоянии 0-50 км, где глубины поднимаются от -8000 до -5 200 м. Для отрезка разрезов от -50 до 0 м в поперечном сечении глубины промеров уменьшаясь от -

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

3,000 до -8,000 в западном направлении, что есть, наклон круче на этой стороне желоба. Геоморфология объясняется контекстом исторического развития тектоники региона и актуальных осадочных процессов, которые в конечном итоге повлияли на формирование и структуру желоба. ЖСК глубже по сравнению с НБЖ согласно данным, достигающим свыше -9000 м, в то время как НБЖ имеет только 1 образец точки глубже -8000 м. Наиболее частые значения для ЖСК лежат в диапазоне от -4600 до -4800 м (217 образцов), в диапазоне от -4,600 до -4,400 (202 выборки) и в диапазоне -4,400 до -4,200 (167 выборок). Большинство образцов наблюдений для обоих желобов лежат в диапазоне от -4000 до -5,000 м.

Желоб Хикуранги (ЖХ) характеризуется в поперечном сечении дугообразной корытообразной формой, более типичной для трогов. Вариации морфоструктуры были сопоставлены с уклонами желоба и были отмечены следующие результаты: ЖХ имеет корытообразную плоскую широкую долину днища, более крутой уклон на склоне Северного о-ва. Распространение данных для ЖХ демонстрирует равномерное распределение глубин в диапазоне от -600 м до 2600 м с выборками <60 для каждого отрезка, где большинство данных обнаруживается примерно на уровне приблизительно 30-40 проб, 4%. Заметный пик данных расположен на мелководных участках (глубины менее 500 м), где максимальные значения обнаруживаются в интервале от -400 до -300 м (258 проб): на склоне Северного острова повторяемость достигала от 5% до 12%. Кривизна желобов и распространение подводных гор возле Пюисегюр, Хьорта и Хикуранги отражают взаимодействие между сложными тектоническими и геодинамическими процессами и вариации напряженности между расширениями гряд и трансформными разломами. Заметна корреляция структуры желобов с границами литосферных плит (Антарктическая, Тихоокеанская, Индо-Австралийская), что подтверждает сопоставимость геоморфологии желоба от направлением линеаментов тектонических плит, поскольку геодинамические движения, геологические очертания и протяженность зон трещин в конечном конце приводят к формированию оси желобов. Местные геологические условия, линейное продолжение тектонических плит, сложные геодинамические процессы и процессы осадконакопления могут объяснить вариативность их морфоструктуры и форм рельефа.

Желоб Яп (ЖЯ): имеет V-образный в плане профиль. Общая картина для ЖЯ: крутые склоны и глубокая батиметрия. Профили оси ЖЯ имеют острую V-образную форму. Желоб достигает -7000 м по средней кривой профилей, тогда как, к примеру, соседний желоб Палау-всего -6200 м. Во-вторых, ЖЯ имеет более крутой склон в сторону океана, что видно на серии

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

профилей. Ранее указывалось [237], что обширное разрушение откоса происходит на склоне желоба Палау, направленном к суше, от которого массы пород поступают на ось желоба. Поскольку поверхностные отложения и породы постепенно осыпаются на ось желоба, V-образное дно испытывает процессы постепенного заглубления, образуя плоский бассейн. К процессам обратного воздействия относится субдукция и тектоническая эрозия, часто вызывающая отложение подводных наносов. Углы нижнего берегового откоса частично превышают предел провала откоса желоба. Внутренние склоны на ЖЯ более крутые со средним падением склона к суше около 29° для юго-западного сегмента и 41° для восточного. Распределение данных для ЖЯ (605 выборок) представлено следующим образом: диапазон глубин от -5000 до -6000 м: 53 образца. ЖЯ имеет крутые склоны и большинство глубин в диапазоне от -7000 м до -6000 м (68 проб).

Желоб Пюйсегюр (ПсгЖ) имеет острый правосторонний V-образный асимметричный характер профиля. ПсгЖ. Асимметрия выражается в крутом восточном склоне и и более пологом спуске на западном склоне. Результаты сравнения медиан значений показывает, что выбранный участок имеет меньшие глубины с максимальной не более - 2500 м, при этом глубины ПсгЖ достигают до 6000 м. Тип распределения данных имеет бимодальный характер с двумя пиками. Первый пик имеет три заметных диапазона интервалов гистограммы: от -4.200 до -4.400 м (рассмотрены 373 выборки, частота данных 18%), диапазон от -4.000 до -4.200 (182 выборки, частота данных 9,6%) и от -4.400 м до -4.600 м (216 выборок, частота данных 11,5%). Второй пик, соответствующий дуге Маккуори, граничащей со склоном желоба охватывает глубины от -2.200 до -3.000 м с частотой данных ниже 7,5%.

Японский желоб (ЯЖ): желоб неправильной формы, различающейся по сегментам: V-образной формы в северном сегменте и удлиненный левосторонней формы в южном. Сравнительный анализ двух частей желоба в виде серии поперечных профилей выявили более крутой склон в северной части желоба на части континентального склона, где проходит фронтальный клин Североамериканской плиты. Южная часть ЯЖ показывает более пологий склон вдоль о. Хонсю. Общее направление профилей вдоль отрезков полос, пересекающих два сегмента ЯЖ, с юго-запада на северо-восток. Было построено 12 профилей для южного сегмента и 14 профилей для северного. Сложное геоморфологическое строение центральных профилей, и увеличение высоты в направлении Ю-С можно наблюдать в северной части желоба. Особые геологические условия и сейсмичность района обуславливают асимметрию и кривизну желоба. При этом общая морфоструктура желоба визуализирована на примере серии

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

батиметрических моделей и вариации по профилям разреза ЯЖ. Геологическая карта иллюстрирует высокий уровень сейсмичности, повторяющиеся землетрясения и вулканизм вдоль ЯЖ. Западная часть желоба (склон о. Хонсю) имеет более крутые склоны по сравнению со склонами, направленными к океану, для обоих сегментов, что можно видеть на 3D-модели.

Идзу-Бонинский желоб (ИБЖ): асимметричный желоб, состоящий из двух морфологически отличных частей. Южный отрезок ИБЖ глубже и имеет большую глубину. Ровная V-образная форма имеет более крутой уклон на обоих склонах. Северная часть ИБЖ имеет асимметричную форму склона с заметной подводной террасой в западной его части и выпрямленную форму со стороны океана. Сравнения фланги желоба со стороны океана, можно отметить, что оба сегмента IBT имеют схожую морфоструктуру, с включением подводных гор на северном сегменте. На 3D модели B<: показаны подводные горы в восточной его части.

Желоб Витязь (ЖВз) имеет двойную W-образную нестандартную форму. Сравнивая выбранный сегмент желоба с Вануату, Витязь имеет меньшую глубину с максимальным 5.000 м, тогда как в желобе Вануату глубины доходят до 6.000 м. Самые глубокие значения превышают -5.000 м для Витязя и в сумме дают 413 значений проб (238, 130, 29, 14, 2). Морфоструктура обоих желобов различается следующим образом: у Витязя больше плоское широкое дно, похожее на желоб, с более крутым уклоном на восточном фланге. Примыкающая абиссальная равнина имеет выположенный рельеф для желоба Витязь, и окружена бассейнами Северного Фиджи на восточном и западном флангах. Сильная корреляция осей желоба Витязь отмечает простирание границ 2-х тектонических структур (Тихоокеанская и Индо-Австралийская плита). Следовательно, геоморфология Витязя обусловлена геодинамическими факторами, такими как движение тектонических плит, геологические линеаменты и протяженность зон трещин, которые ведут к формированию оси Витязя, определяемой данными факторами. Геологические условия, протяженность Витязя, тектонические процессы и осадконакопление объясняют различия в его морфоструктуре.

Желоб Рюкю (ЖР) имеет неправильную форму: желоб имеет правостороннее простирание с варьирующимися двумя сегментами. Средний профиль в южной его части обладает более пологой формой склона с четко выраженными подводными террасами, в то время как в северной части преддуги имеет выположенную форму. При этом глубина склона преддуги увеличивается в северном сегменте ЖР. Определенные различия в диапазонах глубин ЖР наблюдаются вдоль островной дуги Рюкю. Глубина и геометрия склона сильно различаются: максимальные значения преобладают на глубинах от -5.500 до -5.700 м, что

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

примечательно для северной части ЖР, где зарегистрировано 334 пробы. Южная часть с небольшой разницей демонстрирует сопоставимые значения (329 образцов) для того же диапазона глубины. Более четкие различия наблюдаются для глубин свыше -6.000 м. Южная часть желоба имеет 9 образцов с глубинами свыше -6.800 м, в то время как в северной его части зарегистрированы 41, 59 и 23 записи с максимальными значениями -7.460 м.

Глубины от умеренных до малых в диапазоне от -3.000 до -5.000 м сопоставимы для обоих сегментов ЖР со значениями 68 выборок для северной части и 42 выборки для южной части. Преддуговая впадина с глубинами в диапазоне от -2000 м до -1000 м показывает больше проб в северной части желоба, чем в южной. Напротив, на широкую террасу с глубинами менее -25 м приходится 161 образец в южной части ЖР. Два пространственно различных сегмента ЖР показывают, что северная его часть имеет более глубокие значения по сравнению с южной. При этом самые глубокие значения центральной части видны в глубокой области, простирающейся в сторону моря на шельфе от разлома Мияко.

Желоб Вануату (ЖВн) имеет округлую в плане серповидную форму. Батиметрия ЖВн достигает значений -7.000 м на проанализированном участке. ЖВн имеет глубины свыше 6.000 м. ЖВн окружен сложным подводным рельефом бассейна Северного Фиджи на восточном и западном флангах. Очевидна заметная корреляция осей желоба с границами двух тектонических плит (Тихоокеанская и Индо-Австралийская), что указывает на то, что геоморфология желоба обусловлена воздействием тектонической активности, так как движения плит, линеаменты и протяженность зоны разрушения приводят к образованию оси желоба, определяемой субдукцией и вулканизмом. Локальные геологические условия, простирание тектонических плит, сложные тектонические процессы и седиментация ЖВн объясняют вариативность его морфоструктуры. Кроме того, корреляцию между геологией дна с расположением ЖВн можно проиллюстрировать скоплением наносов, вызвавших значительную нагрузку и изменение рельефа желоба. Значительная толщина осадконакопления в пределах оси желоба приводят к сглаживанию морфологически выраженной внешней части желоба и деформированию фронта. На накопление наносов, в свою очередь, влияет прогиб литосферы вниз в районе желоба, а также и количество отложений.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

ГЛАВА 5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

5.1 Новизна

Новизна представленной работы заключается в точном моделировании глубоководных желобов океана методами скриптовой картографии и статистического анализа на основе Python и R, которое ранее не предлагалось в существующей литературе. Существующие попытки системного анализа Тихого океана в основном направлены на его экологический мониторинг. Моделирование желобов по-прежнему остается актуальной задачей в морской геоморфологии. В связи с этим, представленные продвинутые методы анализа данных, моделирования и точных вычислений с помощью комбинаций GMT, R и Python для обработки геологических датасетов в виде числовых массивов является новым подходом, продемонстрированным в этой диссертации. Следует также отметить как теоретическую, так и практическую новизну исследования, представленного в диссертации.

- Теоретическая новизна заключается в системном картографировании, классификации и сравнительном пространственном анализе морфологии 20 глубоководных желобов Тихого океана осуществленном путем автоматического моделирования желобов, и не существующей в доступной литературе. Для анализа морфологии желобов было применено моделирование датасетов из различных источников, включая геофизические, геологические и топографические данные с целью изучения вариации типов подводных форм рельефа. Сочетание геофизической визуализации, геологического анализа и скриптового картографирования с использованием GMT 20 глубоководных желобов вдоль окраин Тихого океана на данный момент нет в существующих опубликованных работах.
- Практическая новизна заключается в разработанной и апробированной методике междисциплинарного подхода, которая включает в себя последовательность инструментов GMT и IT (языки программирования Python, R, Matlab, AWK) для обработки данных и комплексного статистического анализа на основе встроенных математических алгоритмов.
- Техническая новизна заключается в представленной новой методологии моделирования геоморфологии глубоководных желобов. Алгоритмы, разработанные и представленные в данной диссертации, основаны на GMT, Python, R, Matlab, AWK. Обработка данных учитывала разные переменные в топографии желобов: длину сегмента, расстояние между разрезами, плотность отбора проб, данные гравитационных аномалий и геологического субстрата. Переменные были выбраны для скриптов и смоделированы графики поперечного сечения форм рельефа желобов, а также подсчитаны градусы кривизны смоделированных

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

разрезов. Визуализированные графики основаны на цифровой модели путем систематической автоматической оцифровки профилей для каждого желоба.

Следует подчеркнуть, что картографирование на основе скриптового инструментария GMT было применено для геопространственного моделирования вместо традиционных ГИС. Статистические библиотеки R и Python использовались вместо программного обеспечения Excel, часто используемого в исследованиях. Проверены, представлены и объяснены функциональные возможности различных модулей GMT, позволяющих выполнять автоматическую оцифровку ортогональных профилей, пересекающих 20 желобов в в перпендикулярном направлении в наиболее характерных сегментах. Формы рельефа и крутизна склонов желобов были визуализированы, сравнены и статистически проанализированы в качестве основы для классификации путем моделирования.

5.2 Актуальность

Моделирование глубоководных желобов Тихого океана - одна из самых сложных задач морской геоморфологии ввиду их количества (выделено 20 главных желобов), разнообразия их форм и удаленности объекта изучения. Так, в отличие от земных объектов, подводные регионы остаются наименее доступными на Земле [139]. Следовательно, океанические желоба могут быть изучены исключительно с помощью компьютерного моделирования, на основе использования высокоточных данных, полученных методами дистанционного зондирования, использования сложных алгоритмов анализа данных для визуализации и сравнительной характеристики морфологии желобов. Поэтому с помощью специальных инструментов пространственного анализа, обработки и моделирования с использованием новых картографических решений, представленных в данной диссертации, было получено подробное представление о самых глубоких регионах Тихого океана, с визуализацией сегментов желобов с наиболее трудной морфологией (крутизна, извилистость, асимметричность форм).

Понимание морфологии и структуры подводных форм рельефа в глубоководных желобах, а также их геофизических и геологических свойств имеет решающее значение для моделирования самых глубоких регионов Земли. Численный анализ таких сложных структур на основе современных методов анализа данных и скриптовой картографии значительно увеличивает точность и скорость обработки данных, а также надежность результатов моделирования и картографирования. Ввиду этого, данная диссертация вносит определенный вклад в развитие методов исследования геоморфологии дна океанов, поскольку в настоящее время понимание совокупности тектонических, геологических и геодинамических процессов и

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

процессов во многом основано на правильном моделировании. Алгоритмы машинного обучения и автоматизация в картографии применением GMT значительно повышают точность и качество отображения, что продемонстрировано в настоящей диссертации. Скриптовое картографирование, широко используемое в данной диссертации, предоставляет собой передовые геоинформационные решения, позволяющие проводить моделирование, анализ данных, картографирование, визуализацию и численный анализ в задачах морской геоморфологии.

Актуальность диссертации заключается в классификации 20 глубоководных желобов, систематическом картографировании и моделировании морфологических разрезов, не имеющее аналогов в существующей литературе как отечественных, так и зарубежных авторов. Общая концептуальная методология представленной диссертация может быть экстраполирована на другие геоморфологические объекты и регионы дна Мирового океана. Таким образом, диссертация внесла свой вклад как в морские геологические исследования, так и в техническую демонстрацию, разработку и применение методов анализа данных с помощью языков скриптов GMT и программирования в Python, AWk, Octave и R.

Обработка больших массивов данных, полученных в ходе наблюдений и измерений в полевых условиях, являются обычным явлением в морской геологии. Наборы данных, полученные из круизов, традиционно имеют особенно большие объемы выборки. Вместе с их разнообразием и различными типами (литология и породы морского дна, геологическое строение, тектоника и др.) встает вопрос об их эффективной обработке. В прямой связи с этим, алгоритмы обработки данных с использованием машинной потоковой обработки больших данных в GMT, автоматическое изменение форм таблиц в AWK и методы статистического анализа в R и Python, позволяют работать с большими объемами данных, создание наборов данных (data frame) для их обработки и моделирования [301]. Без алгоритмов машинного обучения геопространственный анализ, как правило, крайне медленный (включая традиционные методы «ручного» цифрования в картографировании), и априори не может быть точным, что может привести к недостаткам и ошибкам в результатах. Поэтому использование автоматизации и алгоритмов машинного анализа данных незаменимо для обработки больших объемов данных в морской геологии, тем более применительно к таким удаленным областям как моделирование глубин океана.

Скорость обработки данных - еще одна методическая проблема в морской геологии, которая является крайне актуальной для эффективных решений анализа данных. Сложные

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

алгоритмы анализа данных и специализированные методы, встроенные в библиотеки Python и R, позволяют извлекать новые подходы для комплексной оценки данных и анализа совокупности сложных факторов, влияющих на строение и структуру морского дна глубоководных желобов. Учитывая эти аргументы, преимущества использования методов программирования для потоковой обработки данных, а также автоматизации процессов картографирования в морских геологических исследованиях открывают ясные и отчетливые перспективы.

Методы машинного обучения в высокоточной картографии, гибкость настроек скриптов и их повторяемость, а также и совместимость с программами Unix объясняет высокие стандарты GMT, а также его актуальность и пригодность для геопространственного моделирования в работах по геоморфологии океанского дна. Основные решенные задачи, представленные в данной диссертации, включают в себя разработанную методологическую базу по техническим вопросам скриптовой картографии GMT для анализа данных подводной геоморфологии, а также статистический анализ данных в Python и R, опубликованные в серии работ автора. В диссертации представлено использование методов машинного обучения, автоматизированная оцифровка профилей поперечного сечения, визуализация и анализ датасетов высокого разрешения, 3D-моделирование, статистический анализ. Моделирование структуры морфологии глубоководных желобов важно по нескольким причинам:

1. Оценка крутизны склона желобов актуальна как геоморфологическая концепция, поскольку уклон влияет на стабильность геологических отложений, размер и характер распределения осадков.

2. Глубинные океанические течения, связаные с характером и поступлением осадков, и а также распределением обитания глубоководных видов фауны, которые, в свою очередь вносят вклад в осадконакопление. Морфология желоба имеет опосредованное влияние на эти факторы.

3. Морфология желоба и крутизна склонов непосредственно связаны с интенсивностью процессов эрозии, постепенного обрушения склонов, отложений осадков в зависимости от их размера.

4. Морфологические характеристики крутизны склонов желоба определяют его формы рельефа и в конечно счете определяют его структуру.

5. Морфология желоба представляет важнейшие характеристики для распределения среды обитания бентоса и стабильности или перемещения отложений, что определяет способность обитания глубоководных видов фауны в тех или иных сегментах желоба.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Особое внимание в этой диссертации уделяется многопрофильному подходу в решении поставленных задач, который основан на систематическом картографировании, моделировании и классификации основных 20 желобов Тихого океана путем применения современных методов скриптовой картографии и статистического анализа методами Python и R. Методически, этапы включали визуализацию данных, моделирование профилей разрезов, геопространственный анализ, картографирование, статистический анализ подводных форм рельефа 20 желобов. Датасеты были взяты из общедоступных источников USGS и слоев GMT (например, контура береговой линии континентов).

В результате проведенного исследования были классифицированы и проанализированы типы рельефа в 20 желобах. Разнообразие модулей GMT [351], примененных для моделирования и картографирования, построения графиков, визуализации векторных слоев, вычисления статистических графиков и выполнения решений картографического дизайна, доказало его применимость для задач по геоморфологии океанского дна. Важность разработки инновационных методов и их технического совершенствования для обработки картографических данных неоспорима, поскольку визуализация и точное моделирование являются ключевыми подходами к анализу геологических данных. За последние декады применение методов автоматизации обработки данных значительно усилилось. Однако использование программирования и скриптов в картографии по-прежнему имеет меньшее распространение, чем использование традиционных ГИС [346; 347], в связи со сложностью освоения скриптовой оболочки GMT, а также языков программирования Python и R.

Представленные методы моделирования глубоководных желобов определяют важность учета корреляций процессов тектоники, геодинамики, геофизики, топографией и сейсмичностью в районе простирания желобов. Существующие исследования не детализируют большие различия между геоморфологическими классами желобов, и основное внимание уделяют геологическому моделированию. С этой точки зрения такая недостаточность является результатом ограниченного доступа к желобам, систематических методологических ограничений в использовании передовых методов ГИС-технологий. Моделирование данных на основе GMT и картографическая визуализация, а также статистическая обработка больших датасетов значительно увеличивают перспективы исследования по желобам Тихого океана и расширяют перспективы морских геофизических исследований на междисциплинарном уровне.

Техническое применение GMT продемонстрировало эффективность и функциональность анализа данных, точную высококачественную картографическую

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

визуализацию, приведенные фрагменты кодов и дано описание рабочего процесса скриптов для обработки геоданных. Предлагаемые методы написания скриптов GMT представлены в виде пошагового рабочего процесса, обеспечил эффективную основу для дальнейшего картографирования с использованием данных методов и может быть использовано для аналогичных исследований на тему подводной геоморфологии. GMT продемонстрирован как эффективный скриптовый картографический набор инструментов для геологических, геофизических и топографических исследований.

Инновационная методология представленной диссертации включает в себя картографирование, геоморфологическое моделирование и описательный статистический анализ данных, полученных из автоматической оцифровки профилей 20 глубоководных желобов. В методологии большое внимание уделяется техническим процедурам картографического рабочего процессами моделирования данных на основе скриптов GMT, а также R, Python, AWK и Octave, которые позволили визуализировать батиметрические профили поперечного сечения желобов, показывающие их морфологическую вариативность, и представить их ранжирование. Визуализированные карты показали перспективы и возможности GMT для геологического картографирования, геодезического и геофизического моделирования.

В связи с вышеизложенным, актуальность представленной диссертации полностью основана на применении инновационных технология для комплексного системного анализа глубоководных желобов Тихого океана на основе последовательного сочетания алгоритмов анализа данных (программирование на R, Python, AWK и Octave/Matlab, скрипты GMT, обработка данных QGIS). Классификация, сравнительный анализ, систематическое картографирование и геоморфологическое моделирование океанических желобов Тихого океана имеет большой научный и практический интерес. Первый относится к развитию теории образования морфологии желобов, связанное с тектоническими и геодинамическими факторами, воздействующими на актуальную морфологическую структуру желобов. Второй вызван апробацией инновационных методов в области подводной геоморфологии, что обусловлено большим объемом данных (20 желобов) и необходимостью использования автоматических методов для ускоренной обработки больших данных (big data).

5.3 Морфология глубоководных желобов

Асимметрия глубоководных желобов объясняется воздействием сложной совокупности тектонических, геологических и геодинамических факторов. Субдукция литосферных плит в мантию Земли вызывает образование океанических желобов, которые в конечном итоге

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

формируются при заполнении пространства между плитами. Сложность и разнообразие форм рельефа в различных желобах возникает в результате влияния множества геологических процессов и факторов, влияющих на их форму, глубину, крутизны градиента и структуру. Из них тектонические условия, сейсмические и геологические условия региона являются решающими факторами. В этом можно убедиться, сравнив геофизические условия и морфологию дна желобов. Другие факторы, влияющие на морфологию желобов и их структуру, включают возраст и скорость конвергенции плит, промежуточные движения, ширину опускающейся плиты, толщину отложений на кристаллическом фундаменте, глубины, близость магматических вулканических областей и землетрясений, и географическое положение.

В результате, батиметрия морского дна желоба отражает тектонические процессы: движение, деформацию и изгиб плит, связанные с мантийной конвекцией в глобальном масштабе. Сложное распространение различных геологических факторов на прилегающих абиссальных равнинах океана способствует формированию геоморфологических особенностей структуры рельефа дна океана в желобах. Поэтому комплексное изучение комбинации этих факторов является предпосылкой для правильного понимания сложных процессов, имеющих место при формировании желобов. Вариации в морфологии морского дна также вызваны неравномерным распределением и нерегулярностью гипсографии на Земле. Большую часть глубин занимают котловины (ок. 4-6,5 км), тогда как мелководные зоны покрывают относительно небольшую площадь океанского дна. Условные границы тектонических плит представляют собой горячие точки, где происходит большинство сильнейших землетрясений, вдоль которых океанические плиты испытывают движение под континентальную литосферу, вызывающую медленную миграцию желобов. Сильнейшие землетрясения часто сопровождаются волнами цунами, возникающими в мелководной части зон субдукции.

Подводные желоба являются важными сегментами дна океана [164]. В некотором приближении геоморфология океанических желобов в целом отражает геометрию речного русла. Если оставить в стороне сложность структуры реки, включающей основные русла, ветви и другие объекты, общий подход речной геоморфологии может в определенной степени быть адаптирован к исследованиям глубоководных желобов в рамках компьютерного моделирования и численного анализа. На морфологию дна желобов влияют наносы потоками мутных течений, поступающих через сложную систему рельефа океанского дна. Мелкозернистые осадки, например, глина и ил, откладываются из привносимых токов придонных течений, которые

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

направляется с окраин континента по подводным каньонам вниз и в конечном счете оказываются в глубоких океанских желобах.

Дно океана постоянно деформируется под воздействием сложной совокупности тектонических и геодинамических процессов. Различные факторы влияют на формирование, функционирование и устойчивость глубоководных желобов как одних из самых уникальных сегментов океанов. Среди основных отметим движение тектонических плит, субдукцию низлежащих слоев плит в глубокую мантию, сейсмические активности в районе исследования, например, подводные землетрясения. Другие факторы включают геологические и океанологические явления (течения), которые также вносят определенных вклад в формирование структуры желобов.

Существует широкий интерес к геологическому строению и тектонической эволюции океанических желобов, отмеченный в исследованиях [249], однако эти работы в основном сосредоточены на оценке их геофизических особенностей. Объектом представленной диссертации были 20 глубоководных желобов, расположенных вдоль окраины Тихого океана. В исследовании, в частности исследовалась пространственная вариативность их морфологии. с целью классификации и типизации. Моделирование, обработка, анализ и визуализация данных, представленные в данной работе внесли вклад в лучшее понимание геоморфологии желобов, а также обеспечили базу для дальнейших работ на основе выполненной серии тематических карт и визуализации морфологии 20 желобов. Факторы, воздействующие на структуру и строение морфологии желобов, были проанализированы, резюмируя различные их типы: тектоника, геологическое строение, придонные отложения, батиметрия, литология среди наиболее важных.

5.4 Перспективы ИТ-инструментов в геофизике, геодинамике и геоморфологии

Представленная диссертация продемонстрировала междисциплинарный подход, сочетающий эффективную обработку объемных, разнородных и сложных наборов данных с помощью программирования, скриптов и статистических алгоритмов. Последовательное использование Python, AWK, R и Octave/Matlab показало высокую эффективность для обработки геологических и геоморфологических данных. Методология, основанная на применении технических подходов к анализу морфоструктуры желобов, используется в качестве основы для их классификации и анализа вариативности рельефа.

Функциональность модулей GMT продемонстрировала высокую эффективность картографического инструментария GMT для геологического анализа данных, обеспечивающую высокоточное и качественное моделирование данных путем автоматической

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

оцифровки профилей на ортогональных разрезах. Моделирование рельефа желобов было использовано для визуализации и сравнения подводных форм рельефа, градиента крутизны желобов, что было использовано в качестве основы для их классификации. Преимущества GMT для картографирования и визуализации глубоководных желобов были продемонстрированы на примере использования датасетов высокого разрешения (например, GEBCO, SRTM15), а также карт и графиков в данной диссертации. GMT было использовано для картографической визуализации и моделирования и может быть использовано в подобных работах для анализа форм рельефа дна, расширяя база данных детальной батиметрии дна Мирового океана.

В заключение стоит отметить преимущества использования языков программирования R и Python в области морской геофизике, геодинамике и геоморфологии. Сравнивая R и Python, оба языка обладают значительной функциональностью для анализа больших массивов морских геологических данных. Однако Python, будучи языком высокого уровня, продемонстрировал более прямолинейный подход к статистическому анализу. Python – это интерпретируемый язык, позволяющий компактно писать программные коды, легко разделяя их на повторно используемые модули, которые обрабатывают и моделируют большие наборы данных. Инкапсуляция, наследование и полиморфизм Python являются основными его преимуществами при работе с большими данными в морской геологии и обработке больших таблиц для анализа морфологического строения желобов.

Простые и векторизованные синтаксические структуры, и семантика языка Python позволяют писать код кратко и эффективно, что приводит к меньшему количеству трудно обнаруживаемых ошибок при сравнении кодам, написанным на C ++, что сводит к минимуму вероятность конфликтов в коде. Использование NumPy для обработки таблиц в формате .csv и массивов упрощают сложные математические операции с большим количеством данных. Если рассматривать язык R, то он подразумевает больше возможностей в визуализации данных по сравнению с Python, что продемонстрировано в ряде публикаций серии работ автора по теме диссертации, где представлены примеры программирования для обработки и визуализации данных на R. Эффективная визуализация данных с помощью библиотек позволили лучше визуализировать отдельные участки желобов, и отметить определенные геоморфологические особенности. Комбинированное воздействие геологических и литологических факторов, влияющих на геоморфологию желобов проводилось статистическими методами. В результате, используя методы обработки данных позволили проанализировать вариации геоморфологии желобов, визуализировать их корреляцию с геологическими условиями.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Функциональность методов R и Python в их статистических библиотеках доказали их эффективность для статистического анализа данных в области морской геоморфологии. Отметим также, что использование такого продвинутого инструмента как GitHub в качестве репозитория для хранения и актуализации проекта и скриптов очень важно для обработки геоданных и может рекомендоваться для использования в будущих работах для организации и структурированного хранения информации и контроля за версиями диссертационного проекта. Скрипты GMT, коды R, Octave, LaTeX и Python и статистический рабочий процесс изложенные в этой диссертации представлены в Приложении для использования в будущих работах. Диссертация способствовала развитию использования количественных и статистических методов в морской геологии, в частности с целью объективного анализа геоморфологии океанических желобов, систематического комплексного картографирования и классификации подводных форм рельефа.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выводы

Представленная диссертация предлагает обзор классификации морфологического строения 20 желобов Тихого океана, выполненной с использованием перспективных методов анализа данных, моделирования и картографирования на основе GMT. Исследование, направленное на анализ вариативности морфологического строения в 20 глубоководных желобах Тихого океана, представляет собой междисциплинарный подход, сочетающий картографическое моделирование и статистический анализ данных. Результаты позволили представить классификацию желобов на основе их геоморфологических свойств, изменения уклонов, анализа градиентов крутизны и характера батиметрии. Анализ данных в науках о Земле с использованием статистических и скриптовых картографических методов является важным подходом, направленным на повышение точности вычислений и возможность обработки больших массивов данных в морской геоморфологии.

Методы, представленные в данной диссертации, направлены на решение проблемы анализа датасетов для вопросов моделирования в морской геоморфологии, что связано с тем, что существующие решения в основном применяют традиционные методы ГИС и статистическое ПО (например, Excel). Эта диссертация продемонстрировала использование таких инструментов как языки программирования и статистические библиотеки, а также скриптовый картографический подход в морской геоморфологии. Сочетание передовых методов с пространственным анализом с помощью плагинов ГИС и скриптов GMT позволяют быстро и легко обрабатывать наборы морских геологических данных.

Эффективное и точное построение графиков с помощью Python, R и Octave/Matlab демонстрирует неоспоримые преимущества машинного обучения в геоморфологии. Применение методов программирования значительно увеличивает скорость и эффективность анализа данных. Анализ данных на основе GMT позволил нанести на карту такие удаленные регионы океана как глубоководные желоба, для визуализации и анализа их геоморфологии, а также геофизических и геологических условий их формирования. Другие подходы к выполнению пространственного анализа данных в морской геоморфологии включает моделирование данных с использованием языков программирования, таких как Python и R [265], и статистический анализ. В данной работе также использовался стандартный ГИС. Представленные преимущества плагинов QGIS облегчают чтение и перепроектирование координат, визуализацию макетов карт, преобразование атрибутивных данных в таблицы csv.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Однако преимущества GMT заключаются в возможности выполнять как картографическое отображение, так и общий статистический анализ (описательная статистика в виде гистограмм).

Экспериментальный подход к картографическому моделированию геоморфологии желобов с численно-статистическим анализом GMT был использован для анализа наборов геолого-геофизических данных. Среда GMT, продемонстрированная в данной диссертации, позволяет осуществлять различные типы обработки данных и поддерживает такие операции как анализ данных, моделирование графиков, картографирование, статистический анализ и визуализацию. Картография включает визуализированные локальные настройки в скрипте для пространственного анализа на основе последовательного использования модулей GMT. Кроме того, автоматизированная обработка данных в GMT обеспечивает повторяемость методов для каждого из исследованных 20 желобов Тихого океана, существенно сокращая время выполнения работ и увеличивая их точность.

Благодаря элементам машинной обработки данных, GMT представляет собой комплексный подход к визуализации морского дна, на основе которого можно подробнее изучить связи между геологией, тектоникой и геофизикой, и батиметрией желобов. Так, визуализация серий тематических карт (геология, батиметрия, геоид, гравиметрия, 3D моделирование, моделирование трендов 2D профилей, оцифрованные профили поперечного сечения) продемонстрировали мощную функциональность GMT и доказали его эффективность как картографического инструмента для анализа данных. Поэтому GMT был выбран в качестве основного инструмента для моделирования данных и картографирования [Wessel and Smith, 2018]. Использование разных модулей в GMT позволяет отображать различные слои карты в необходимой последовательности (тектонические, землетрясения, разломы, офиолиты, желоба, хребты, вулканизм).

Увеличение разнообразия пространственно распределенных геоданных с применением новейших картографических методов и скриптов значительно повышает возможности пространственного моделирования. Применение картографического моделирования к данным морской геоморфологии позволяет выполнять классификацию на основе обнаруженных пространственных различий в морфологии желобов. Интерпретация результатов моделирования пространственной вариативности морфологии желобов способствует изучение региональных условий геологии и тектоники, поскольку визуализация океанского дна является одной из фундаментальных проблем современной геоморфологии.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Техника картографирования и моделирования желобов находится в процессе постоянного развития, параллельно с совершенствование методов программирования и разработкой новых подходов в обработке данных [350]. Картирование подводных форм рельефа имеет определенные ограничения в реализации процесса из-за удаленности желобов. Поэтому моделирование океанского дна с помощью алгоритмов машинного обучения и скриптов представляется эффективным инструментом для решения такой задачи. В настоящей диссертации были визуализированы датасеты с высоким разрешением для батиметрического, геологического и геофизического картографирования 20 желобов Тихого океана. Ортогональные поперечные сечения профилей были автоматически оцифрованы и обработаны в GMT на наиболее характерных (центральных) сегментах желобов. Морфологическая классификация было проведена на основании результатов моделирования. Статистический анализ данных был проведен для количественного сравнительного анализа морфоструктуры желобов, которые были моделированы в автоматическом режиме GMT с использованием батиметрических данных (GEBCO, ETOPO1 и SRTM). Используя разработанную методологию анализа данных, моделирование, картографирование, визуализация и классификация морфоструктуры была выполнена для 20 желобов Тихого океана.

С этой точки зрения в данной работе представлена основанная на GMT инновационная методология анализа геоморфологии желобов. В отличие от классических картографических подходов с графическим интерфейсом, например, ArcGIS ESRI в визуализации и картографировании геоданных [334] или других примеров геопространственного моделирования, моделирование GMT отличается использованием алгоритмов скриптов как основной концепцией. Традиционная ручная оцифровка является рутинной картографической работой, где возможны ошибки и погрешности. Напротив, автоматизация картографических методов в GMT значительно улучшает качество и точность моделирования.

Результаты продемонстрировали эффективность использования скриптов для моделирования геоморфологии подводных форм рельефа на примере глубоководных желобов. Результаты анализа данных показывают отчетливую неравномерность их морфоструктуры. Несмотря на то, что существующие карты визуализируют океанское дно с определенным разрешением и точностью, отсутствие детальных карт глубоководных желобов, их моделей и визуализации, ориентированных на морфологию и структуру, являлось пробелом в существующих работах. Данная диссертация восполняет этот пробел, представляя интеграцию карт на основе GMT с наборами геологических, гравиметрических и батиметрических данных,

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

точные геоморфологических карт высокого разрешения и моделей поперечных разрезов. Для классификации подводной геоморфологии использовались данные с высоким разрешением и растровые топографические сетки, покрывающие регионы 20 желобов Тихого океана.

В диссертации основное внимание уделялось сравнительному анализа и оценке вариаций морфоструктуры желобов. Работа вносит вклад в совершенствование технических методов геоморфологического моделирования и картографирования. Обзор статистических методов, представленных в данной диссертации, может быть методологически применен для сравнительного анализа при исследовании других желобов Мирового океана. Кроме того, предложенные методы можно использовать для анализа связи подводных землетрясений с образованием форм рельефа дна и тектонических условий, а также контроля факторов воздействия на морфологию желобов путем пространственного анализа и моделирования данных. Таким образом, методология представленной диссертации включает языки программирования, статистический анализ данных, математические алгоритмы обработки и визуализации данных, GMT для геоморфологического моделирования, ГИС для оцифровки батиметрических профилей и пространственного анализа.

Краткое изложение

В данной диссертации представлено применение современных методов скриптовой картографии и программирования для классификации, моделирования и картографирования вариаций подводной геоморфологии 20 океанических желобов Тихого океана. Новаторская идея работы заключается в комплексном использовании скриптового инструмента GMT, плагинов стандартного QGIS и языков программирования Octave, R и Python для статистического анализа желобов применительно к исследованиям в морской геоморфологии. Статистический анализ включает в себя ряд алгоритмов статистических библиотек, используемых для анализа данных. В настоящее время углубленные геологические исследования океана становятся одним из самых ярких и приоритетных направлений в морской геологии. Применение методов моделирования к геоморфологическим исследованиям выявило различия в морфоструктуре желобов и факторы, влияющие на их вариативность.

В диссертации была впервые разработана методика моделирования структуры глубоководных желобов с помощью модулей GMT для визуализации их морфоструктуры с целью измерения, сравнительного анализа, ранжирования и классификации. Для этого был применен объективный метод, сочетающий различные подходы, включая отображение на основе скриптов GMT, статистического анализа, визуализации ГИС и графического анализа

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

данных. Методы GMT применялись для моделирования и картографирования различий в геоморфологии путем автоматической оцифровки серии профилей поперечного сечения для 20 глубоководных желобов и визуализации тематических карт и геофизических параметров регионов. Для картографирования океанических желобов необходимы надежные, подробные и точные карты морского дна. Поэтому профилирование было выполнено с использованием выборки высокого разрешения на характерных сегментах желобов. Функциональная основа GMT для картографирования и моделирования наборов данных ASCII позволила количественно оценить вариативность морфоструктуры 20 желобов, их асимметричность и неравномерность. Разработанная методика может быть использована в аналогичных работах для детального картографирования морского дна. Результаты классификации представили сравнение морфоструктуры желобов и анализ их различий.

Факторы, влияющие на морфоструктуру желобов, обсуждались и рассматривались в соответствующих разделах диссертации. К ним относятся прежде всего, региональные тектонические, геологические и геофизические условия расположения желобов, сейсмичность и геодинамическая обстановка, а также толщина отложений, тип литологического субстрата, крутизна склона, глубины, место расположения желоба. Совокупность данных факторов непосредственно влияет на морфоструктуру глубоководных желобов.

В диссертации представлено успешное применение разнообразных скриптовых библиотек Python, R, GMT в морской геоморфологии, результатом которой стало качественное точное картографирование желобов. Использование преимуществ GMT для геоморфологического моделирования и картографирования желобов, существенно облегчает обработку данных, позволяет проводить высокоточный анализ и визуализацию. Применение GMT для анализа и визуализации форм подводного рельефа высокоэффективен и перспективен по сравнению с традиционно используемыми ГИС []. Классификация на основе моделирования морфоструктуры желобов выявила закономерность их структурных и морфологических особенностей и различия в структуре (крутые или пологие склоны, асимметричность). На прилегающих территориях были визуализированы глубокие абиссальные долины, ограниченные подводными моренами глубинных бассейнов на внешних границах желобов.

Применение современных технических методов в диссертации было дополнено тщательным обзором литературы по 20 крупным желобам Тихого океана, что позволило выявить существеные различия и вариативность в их морфоструктуре. Детальность картографирования и точность выполненного статистического анализа данных на отдельных

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

желобах были обеспечены выбранными современными алгоритмами обработки данных с применением методов машинного обучения и данных высокого разрешения: растровые слои, данные в цифровых форматах ASCII, векторные слои QGIS, атрибутивные таблицы, сгенерированные в результате автоматической оцифровки и реформатирования в AWK.

Рекомендации

GMT рекомендуется для дальнейшего применения в морских геологических исследованиях, особенно для анализа геоморфологии океанических желобов, поскольку точная картографическая визуализация датасетов, обеспеченная GMT, имеет преимущество для классификации и выявления корреляций и обнаружение корреляций между разными факторами (геология, топография, геоморфология, геотектоника). Кроме того, использование скриптов GMT для картографирования увеличивает автоматизацию и скорость работы. Представленная методология GMT показала эффективность моделирования глубоководных желобов.

В качестве рекомендации для дальнейших исследований, посвященных желобам, методы должны быть дополнены комбинацией ГИС и статистического анализа (R и Python, Octave). Исследования пространственных рядов данных должны сопровождаться графиками, для сравнительного анализа данных по группам. Это особенно важно при обработке многомерных геологических данных. Поскольку существуют выявленные вариации в геоморфологии желоба, а также корреляции между факторами, влияющими на их формирование и геоморфологию, следует использовать различные математические алгоритмы в подходах к анализу данных.

Современные перспективы методов геологических данных на основе GMT, R и Python для моделирования геоморфологии желобов, продемонстрированные в этой диссертации, рекомендуются к дальнейшему использованию. Скрипты рекомендуются в качестве шаблона для подобных исследований. Применение статистических инструментов, предоставляемых функциональностью R и Python, открывает оптимальные перспективы для понимания морфоструктуры океанических желобов. Вариативность их морфоструктур может быть обнаружена с применением различных методов и алгоритмов, поскольку разные подходы могут выявить корреляции между факторами. В связи с этим, рекомендуется применять и тестировать различные статистические алгоритмы анализа данных [311].

Также в будущих исследованиях рекомендуется применение междисциплинарного количественного подхода для анализа морфоструктуры желобов. Использование R и Python для геолого-геофизических исследований выражается не только в морфологическом моделирование, оно также упрощает алгоритм работы и менее подвержено ошибкам.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Использование алгоритмов машинного обучения также упрощает сложные симуляции, включая многомерное моделирование морфоструктуры желобов с разными параметрами (геофизика, тектоника, геология). Также рекомендуется применять разработанные и представленные методики в качестве апробации для других глубоководных желобов.

Обработка данных из различных источников методами машинного обучения позволяет ускорить понимание геоморфологии океанского дна. Сочетание современных инструментов для обработки пространственных данных, например, программирования на R, Python, AWK и Octave/MATLAB, GMT позволяет выполнить интеграцию сложных разнородных данных из различных источников для углубленного анализа. При этом рекомендуется использование языков программирования как дополнение к традиционным методам ГИС в геолого-геофизических исследованиях. Из доступных статистических методов необходимо выбрать наиболее подходящие для целей моделирования и визуализации: ранжирование, распределение данных (например, диаграммы, линейная регрессия, изотоническая регрессия, корреляционные матрицы, эллипсы коррелограмм и т.д). Корректно выбранные алгоритмы статистического моделирования помогают лучше визуализировать и анализировать датасет. Визуализация геоморфологии желоба на всем протяжении должна выполняться с использованием различных методов: по самым глубоким значениям (каждый профиль может иметь только одну точку) или путем отображения полного линия профиля (профиль показывает поперечное сечение по его длине), либо в виде круговой диаграммы или гистограммы, или точечной диаграммы, представленные в этой диссертации.

В качестве дальнейшей рекомендации стоит расширить изучение желобов на Индийский океан в целом и Бенгальский залив в частности, обобщив и дополнив существующие публикации на данный регион [36–41; 281]. Особенность Бенгальского залива состоит в сложности определения типа земной коры в данном районе, что затруднено в связи с отсутствием глубинных сейсмических исследований. Структура земной коры Бенгальского залива принадлежит к океаническому типу земной коры, где верхний слой представлен осадочными породами (скорость сейсмических волн ок. 3–4 км/с), второй слой: базальтами (скорость: 4–5 км/с), и третий слой - метаморфическими породами основного состава и габбро [13]. Более подробно исследовать район Индийского океана, рекомендовано в качестве развития темы [285; 296; 310]. Яванский и Зондский желоба восточной части Индийского моря представляют большой интерес ввиду сейсмической активности [278; 284].

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Далее, отдельно могут быть рассмотрены желоба, геоморфологию и геодинамику Атлантического моря [302], которые также включают Карибский регион. Морфоструктура дна Карибского моря имеет сложный характер в связи с его происхождением: оно сформировано в условиях движения Карибской плиты, погружающейся под островную дугу, отделенную от континента бассейном Карибского моря. Здесь можно порекомендовать продолжить детальный комплексный анализ подводной геоморфологии желоба Пуэрто-Рико и желоба Каймана, двух четко выраженных морфологических особенностей морского дна Карибского моря [291].

Наконец, можно добавить предложение по использованию более подробных наборов морских геологических данных, в зависимости от их доступности. К ним относятся океанологические данные, отобранные в результате экспедиций: течения, структура наносов, циркуляция воды на различных участках глубин. Геологические интерпретации могут быть использованы для экстраполяции морфологии типа разрезов вдоль всего желоба. Многомерные данные могут включать в себя следующие типы: тектонические (континентальные плиты окраины), геологические (геологическое строение), литологическое (седиментация) и океанологическое (направление глубинных течений). Дополнительно могут быть изучены факторы окружающей среды с использованием методов мониторинга и анализа данных.

Перспективы и будущие разработки

Как продемонстрировано в этой диссертации, использование языков программирования в геоморфологическом моделировании и геолого-геофизических исследованиях является эффективным подходом. Использование статистических библиотек R и Python позволяет обрабатывать морские геологические данные из нескольких источников. Исследования таких сложных объектов как океанические желоба имеют сложности с непосредственным их изучением, которые отличают их от земной области и ставят акцент на использование дистанционных методов. Во-первых, изучение пород морского дна проводится, в основном, на основе данных, отобранных в результате сложных в организации и дорогостоящих экспедиций. Такие образцы включают керны, полученные по данным глубоководного бурения или собранные дноуглубительными работами, и являются труднодоступными данными. Это повышает ценность методов компьютерного анализа и обработки имеющихся цифровых данных. Во-вторых, глубокое понимание морской геологии, геофизики, геоморфологии и океанографии, а также владение техническими методами картографии и информатики для интерпретации данных являются безусловными предпосылками для проведения комплексных масштабных исследований по изучению морфоструктур океанского дна по такому региону как

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Тихий океан. Следовательно, использование современных методов анализа больших массивов тематических данных безусловно необходимо для комплексного изучения желобов.

Количественный анализ данных, выполненный R и Python при поддержке плагинов ГИС и GMT эффективен для исследований таких масштабных структур как глубоководные желоба. При моделировании всей поверхности желоба рекомендуется применять разные математические подходы алгоритмов аппроксимации поверхностей. 3D визуализацию, экстра- или интерполяцию его глубин по профилям, способствует более детальной интерпретации желоба по всему простиранию, и позволяет отразить сложный характер его морфоструктуры, сформированной под комплексным воздействием разных факторов. В самых сложных сегментах (области тройного сочленения), можно делать более плотную оцифровку профилей. Однако, в этом случае рекомендуется масштабировать область в виде увеличенного фрагмента.

Особая проблема при анализе морского дна океана заключается в сложности и неочевидности процессов, влияющих на формирование морфоструктуры желоба. Следовательно, в качестве рекомендаций для будущих работ, моделирование данных стоит дополнить и расширить для анализа связи морфоструктур с тектоникой, сейсмичностью, повторяемостью, магнитудой землетрясений, океанологическими параметрами (направление и сила течений), литологией (происхождение и свойства пород). Поэтому в будущих работах рекомендуется организация расширенной базы данных, доступных для комплексного анализа океанского дна, а также применять другие модули GMT и их комбинации для разработки нетривиальных подходов в моделировании для морской геоморфологии и геофизике [300].

Для обработки данных ГИС рекомендуется также использовать GRASS GIS [280; 288; 297] как альтернативный скриптовый картографический инструмент. Интегрирование и оверлей различных геоданных можно обеспечить методами анализа для количественной оценки форм рельефа в целях регионального сравнительного анализа геологических условий, что позволяет получить более детальную информацию о геологических и тектонических факторах, воздействующих на морфоструктуру рельефа дна океана. Другая рекомендация включает интеграцию GMT с программированием и расширенными статистическими пакетами. Дальнейшие работы могут включать обработку спутниковых изображений, включать анализ взаимодействий между морфологическими элементами желоба для прогнозирования изменения его структуры, реконструирующие его происхождение и динамику, развивать существующие работы по интерпретации движения тектонических элементов океана [57; 84] моделировать тектонические и осадочные процессы в окраинных морях.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

ПРИЛОЖЕНИЯ

А.1 Скрипты на языке Octave/Matlab

Скрипт на языке Octave написан автором и предназначен для визуализации двумерного массива значений (координаты и промеры глубин профилей, оцифрованных в GMT), в виде графика.

URL: https://github.com/paulinelemenkova/Octave_02_script_10profiles

А.2 Скрипты на языке AWK

Скрипт на языке AWK написан автором для реформатирования сложной таблицы с батиметрическими данными в автоматическом режиме. Скрипт принимает на вход один или несколько табличных файлов с одномерным массивом значений промеров глубин, полученных в результате автоматизированного цифрования в GMTи преобразовывает таблицу с указанием соответствующего способа форматирования и отображает готовую таблицу в необходимом виде.

URL: https://github.com/paulinelemenkova/AWK_script_table_reshape

А.3 Скрипты на макро-языке разметки LaTeX

Скрипт на макро-языке разметки LaTeX предназначен для визуализации профилей глуюин на примере Марианского желоба с использованием пакетов tikz, tikz-3dplot и filecontents (как основных) и предназначен для визуализации результатов промеров глубин, полученных в QGIS, получаемых в ходе оцифровки профилей. Скрипт состоит из установленных параметров LaTeX, каждый из которых определяет на входе параметры графика (имя csv файла в табличном виде, содержащего в себе данные для визуализации, масштаб, разметка и размерность графика, название цветовой гаммы, название выходного файла, в который записан график).

URL-1: https://github.com/paulinelemenkova/LaTeX-code-for-bathymetric-profiles

URL-2: https://github.com/paulinelemenkova/LaTeX-Bathymetry-Mariana-Trench-

А.4 Скрипты GMT

Скрипты GMT написаны автором для автоматизации 2D и 3D картографирования и предназначены для визуализации тематических карт, моделирования профилей и отображения диаграмм. Шелл скрипты написаны автором путем комбинирования модулей GMT с заданным набором условий (координаты, проекция, цветовая палитра, картографические элементы, их вид и расположение на карте). На вход скрипт получает растровые и векторные файлы (например, GEBCO, EGM-2008), в форматах, читаемых GMT (GRD, netCDF,.gmt, .xyz, и др.), содержащие в себе двух, трех- и многомерные наборы данных, координаты, атрибуты, размерность и имена столбцов соответствующих

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

переменных. На выходе выдается карта в растровом формате (PostScript), построенная в автоматическом режиме по выполнении скрипта, которую можно преобразовать в графический формат (TIFF, EPS, JPG).

1. Скрипт GMT для батиметрического картографирования, ETOPO1 (здесь: ККЖ). URL: https://github.com/paulinelemenkova/GMT-01-script-JM-ETOPO1-KKT
2. Скрипт GMT для моделирования трехмерной сетки на основе матрицы высот (здесь: ККЖ). URL: https://github.com/paulinelemenkova/GMT-02-script-3D-grid-KKT
3. Скрипт GMT для картографирования контуров батиметрии (здесь: ККЖ). URL: https://github.com/paulinelemenkova/GMT-03-script-JB-bathy-KKT
4. Скрипт GMT для моделирования геоида (здесь: ККЖ). URL: https://github.com/paulinelemenkova/GMT-04-script-JD-geoid
5. Скрипт GMT для геологической карты мира (Перспективная проекция -JG). URL: https://github.com/paulinelemenkova/GMT-05-script-JG-World
6. Скрипт GMT для региональной геологической карты (Проекция Эккерта IV, здесь: ЦЖ). URL: https://github.com/paulinelemenkova/GMT-06-script-JKs-geology-World
7. Скрипт GMT для моделирования силы тяжести в свободном воздухе (здесь: ККЖ). URL: https://github.com/paulinelemenkova/GMT-08-script-JM-gravity
8. Скрипт GMT для генерации и построения батиметрических профилей сложенных поперечных сечений (здесь: ЦЖ). Информация о профилях: длина 400 км, интервал 20 км, выборка каждые 2 км. URL: https://github.com/paulinelemenkova/GMT-09-script-stacked-cross-section-profiles
9. Скрипт GMT для топографического моделирования поверхности на основе данных xyz ASCII (здесь: ККЖ). URL: https://github.com/paulinelemenkova/GMT-22-script-xyz2grd-KKT
10. Скрипт GMT для привязки данных xyz по алгоритму ближайшего соседа (здесь: ККЖ). URL: https://github.com/paulinelemenkova/GMT-19-script-NearNeighbor-grid
11. Скрипт GMT для смешанных статистических регрессионных моделей тренда наклона профиля с использованием модуля GMT «trend1d» (здесь: ККЖ). URL: https://github.com/paulinelemenkova/GMT-24-script-trends-regression-KKT
12. Скрипт GMT для двухмерной гистограммы и диаграммы роз (здесь: ЦЖ). URL: https://github.com/paulinelemenkova/GMT-25-script-histograms
13. Скрипт GMT для построения трехмерной гистограммы (здесь: ККЖ). URL: https://github.com/paulinelemenkova/GMT-26-script-3D-histogram

A.5 Скрипты на языке Python

Скрипты на языке питон (Python) написаны автором для статистической обработки табличных батиметрических и геологических данных (в формате .csv), полученных по результатам

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

полуавтоматической оцифровки профилей для двух выборочных желобов: Марианский и Филиппинский. При этом в качестве входной информации выступают табличные данные (в формате .csv), содержащие атрибуты (координаты, глубины и категории литологии). Профили даются со сквозной нумерацией. На выходе выдается график, отображающий параметры желобов, полученные по обработке файла. Результатом работы скриптов на Python являются статистические графики.

1. Скрипт Python для статистического анализа распределения данных («скрипичный» график). URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-005-Violins
2. Скрипт Python для кластерного анализа: распределение батиметрических данных по профилям. URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-011-Clustermap
3. Скрипт Python для гистограмм: распределение выборок наблюдений. URL: https://github.com/paulinelemenkova/GMT-22-histograms
4. Скрипт Python для визуализации «буквенных графиков» (letter-value plots) для оценки распределения батиметрии Марианской впадины. URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-004-Letter-Value-Plots
5. Скрипт Python для построения «ленточных»-графиков (strip plots). Здесь: Филиппинский желоб. URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-006-Strip-Plot
6. Скрипт Python для матриц коррелограмм. URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-010-Correlation-Matrices
7. Скрипт Python для регрессионного анализа. URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-008-Regression-Analysis
8. Скрипт Python для буквенно-цифровых графиков для батиметрии Марианской впадины. URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-004-Letter-Value-Plots
9. Скрипт Python для шестиугольных графиков. URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-007-Hexbin
10. Скрипт Python для построения коррелограмм (здесь: методы Пирсона, Кендалла, Спирмана). URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-010-Correlation-Matrices
11. Скрипт на Python для построения графика boxplot для батиметрии Марианской впадины. URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-003-Boxplots
12. Скрипт Python для сортировки данных на стем-графиках: анализ крутизны угла. URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-014-Stemplot-Lollipops
13. Скрипт Python для построения дендрограмм. URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-018-Dendrogram

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

14. Скрипт на Python для 3D диаграмм рассеяния: корреляция факторов (толщина отложений, крутизна склона, батиметрия). URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-019-Scatterplot-3D
15. Скрипт Python для ANOVA. URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-015-ANOVA
16. Скрипт Python KDE. URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-025-KDE-Density-Curves
17. Скрипт Python для составных диаграмм. URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-024-Stacked-Area-Chart
18. Скрипт Python для фасетного графика радарных диаграмм. URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-017-Radar-Chart
19. Скрипт Python для распределения батиметрических данных по составным гистограммам (stacked bar plots). URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-035-Bar-Chart
20. Скрипт Python для анализа распределения толщины наносов, гистограмм с накоплением. URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-002-Bivariate-Distribution/blob/master/Script-002-BivarDistr.py
21. Скрипт Python для круговых диаграмм, отображающих батиметрию и тектонические плиты. URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-021-Pie-Charts
22. Скрипт Python для графиков QQ, визуализирующих описательную статистику для батиметрии. URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-031-SM-QQ-Plot
23. Скрипт Python для вычислений WLS. URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-030-SM-Weighted-Least-Squares
24. Скрипт Python для квантильной регрессии (QQ). URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-029-SM-Quantile-Regression
25. Скрипт Python для модели SARIMA. URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-032-SM-SARIMAX
26. Скрипт Python для диаграмм Эйлера-Венна. URL: https://github.com/paulinelemenkova/Python-script-037-Venn-diagram

A.6 Скрипты на языке R

Скрипты на языке R написаны автором для моделирования и статистической обработки батиметрических и геологических данных (в табличном формате .csv). Скрипты имеют на входе табличный файл, содержащий в себе массив значений, полученных по результатам полуавтоматической оцифровки профилей для двух выборочных желобов: Марианский и Филиппинский. На выходе имеются

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

графики, отображающие значения результатов статистического анализа, согласно выбранным алгоритмам в виде графиков и диаграмм. Ниже прилагаются ссылки на коды, аналогично предыдущим.

1. Скрипт R для создания гистограмм с использованием библиотеки (ggplot). URL: https://github.com/paulinelemenkova/R-1-Histograms
2. Скрипт R для создания диаграмм с использованием функции коробчатой диаграммы (whisker-box-plot). URL: https://github.com/paulinelemenkova/R-2-Boxplot-Whiskerplot-
3. Скрипт R для прямоугольной диаграммы с использованием ggboxplot. URL: https://github.com/paulinelemenkova/R-2-Boxplot-Whiskerplot-
4. Скрипт R для визуализации квантилей (QQ) для фасетного графика. URL: https://github.com/paulinelemenkova/R-3-QQ-Statistics-ECDF-Facet-Wrapped
5. Скрипт R для для регрессионного анализа батиметрических профилей. URL: https://github.com/paulinelemenkova/R-4-Regression-Analysis
6. Скрипт R для кластерного анализа и дендрограмм. URL: https://github.com/paulinelemenkova/R-5-Cluster-Analysis-Dendrogramms-
7. Скрипт R для визуализации коррелограмм библиотекой ggplot. URL: https://github.com/paulinelemenkova/R-6-Correlogram
8. Скрипт R для анализа главных компонент (PCA). URL: https://github.com/paulinelemenkova/R-7-Principal-Component-Analysis-PCA-
9. Скрипт R для кластеризации k-средних. URL: https://github.com/paulinelemenkova/R-8-k-means-Cluster-Analysis
10. Скрипт R для парных стандартных графиков разброса кластерной корреляции k-средних (сравнение 4 тектонических плит). URL: https://github.com/paulinelemenkova/R-8-k-means-Cluster-Analysis
11. Скрипт R для визуализации диаграмм 'lollipop' и расходящихся столбчатых диаграмм библиотекой ggplot. URL: https://github.com/paulinelemenkova/R-9-10.-Lollipop-Charts-and-Diverging-Bars
12. Скрипт R для визуализации диаграммы Dumbbell библиотеками (ggalt) и (ggplot2). URL: https://github.com/paulinelemenkova/R-11-Dumbbell-Charts
13. Скрипт R для визуализации диаграмм по категориям. URL: https://github.com/paulinelemenkova/R-12-Categorywise-Bar-Chart
14. Скрипт R для визуализации точечного графика с облаком точек библиотекой (ggalt). URL: https://github.com/paulinelemenkova/R-13-Dotplot-with-Encircling
15. Скрипт R для визуализации графика с двойной осью Y с использованием библиотеки (LatticeExtra) для сравнительного анализа категорий глубин по координатам и геологических атрибутов. URL: https://github.com/paulinelemenkova/R-14-Double-Y-Axis

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

16. Скрипт R для кругового штрихового графика библиотекой tidyverse. URL: https://github.com/paulinelemenkova/R-15-Circular-Barplot
17. Скрипт R для фасетных ленточных графиков, разделенных на группы, библиотекой LatticeExtra. URL: https://github.com/paulinelemenkova/R-16_Strip-Plot-by-Groups
18. Скрипт R для нескольких суб-плотов категорий по группам (тектонические плиты, глубины, углы наклона). URL: https://github.com/paulinelemenkova/R-17-Multiple-panels-by-groups
19. Скрипт R для визуализации кривых плотностей распределения данных. URL: https://github.com/paulinelemenkova/R-18-Density_Curves
20. Скрипт R для выделения регионов вдоль Марианской впадины с помощью библиотеки (pBrackets). URL: https://github.com/paulinelemenkova/R-20-Scatterplot-with-overlapping-points-Brackets
21. Скрипт R для радарной диаграммы с использованием библиотеки (fmsb). URL: https://github.com/paulinelemenkova/R-21-Radar-Chart
22. Скрипт R для выделения группы батиметрических профилей на диаграмме по библиотекам (ggsignif) и (tidyverse). URL: https://github.com/paulinelemenkova/22-R-Highlighted-Groups-in-Lollipop-Chart
23. Скрипт R для визуализации диаграммы Эйлера-Венна (логическая корреляция объектов) с использованием библиотеки (venn). URL: https://github.com/paulinelemenkova/23-R-Euler-Venn_Diagram-Rose
24. Скрипт R для моделирования анимаций профилей с использованием библиотек (gganimate), (gapminder) и (ggplot2): графики регрессионного анализа для 25 батиметрических профилей. URL: https://github.com/paulinelemenkova/24-R-Animation
25. Скрипт R для графика типа «виолин» с использованием библиотеки (violin): статистический анализ распределения батиметрических данных. URL: https://github.com/paulinelemenkova/25-R-Violinplot
26. Скрипт R для факторного анализа (EFA) с использованием библиотек (FactoMiner), (factoextra) и (mental). URL: https://github.com/paulinelemenkova/26-R-Factor-Analysis
27. Скрипт R для гексагональный график по библиотеке (hexbin): распределение батиметрических данных, Марианская впадина. URL: https://github.com/paulinelemenkova/27-R-Hexagonal-Hexbin-plot
28. Скрипт R для ANOVA для Марианской впадины. URL: https://github.com/paulinelemenkova/28-R-ANOVA
29. Скрипт R для треугольной диаграммы библиотекой (ggtern). URL: https://github.com/paulinelemenkova/29-R-Ternary
30. Скрипт R для силуэтного графика библиотекой (cluster). URL: https://github.com/paulinelemenkova/30-R-Silhouette

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

31. Скрипт R для графика мозаичных и ассоциативных диаграмм. URL: https://github.com/paulinelemenkova/31-R-Mosaic-and-Association-Plots

32. Скрипт R для корреляционных эллипсов с использованием библиотеки (ellipse). URL: https://github.com/paulinelemenkova/32-R-Correlation-Ellipses

33. Скрипт R для визуализации графика с использованием библиотеки (ggplot2): толщина осадконакопления в Марианской впадине. URL: https://github.com/paulinelemenkova/33-R-Levelplot-Heatmap

34. Скрипт R библиотеками (ggraph), (igraph), (tidyverse), (RColor-Brewer): концептуальная визуализация проекта Марианского желоба. URL: https://github.com/paulinelemenkova/34-R-Hierarchical-Edge-Bundling

35. Скрипт R для построения графикой ridgeline библиотеками (ggridges) и (ggplot2). URL: https://github.com/paulinelemenkova/35-R-Ridgelines

36. Скрипт R для моделирования облака слов (концептуализация проекта и выделение ключевых понятий проекта) по библиотекам (wordcloud), (tm), (RXKCD): проект Марианской впадины. URL: https://github.com/paulinelemenkova/36-R-Wordcloud

37. Скрипт R для составного 'вафельного' графика по библиотеке (ggplot2): распределение батиметрических данных, Марианская впадина. URL: https://github.com/paulinelemenkova/37-R-Waffle-Chart

38. Скрипт R для составного 'вафельного' графика по библиотеке (waffle): распределение батиметрических данных, Марианская впадина. URL: https://github.com/paulinelemenkova/37-R-Waffle-Chart

39. Скрипт R для визуализации составной диаграммы по библиотеке (treemap). URL: https://github.com/paulinelemenkova/38-R-Treemap

40. Скрипт R для визуализации концептуальной диаграммы проекта (workflow) по библиотеке (igraph): проект Марианская впадина. URL: https://github.com/paulinelemenkova/39-R-Network

41. Скрипт R для визуализации матрицы рассеяния от библиотеки (GGally) для оценки распределения данных, Марианская впадина. URL: https://github.com/paulinelemenkova/40-R-Scatterplot-matrix

42. Скрипт R для визуализации матрицы диагональных диаграмм рассеяния по библиотеке (car). URL: https://github.com/paulinelemenkova/40-R-Scatterplot-matrix

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко, Г. П., Палуева, А. А. Рои землетрясений Камчатской зоны субдукции и оценка возможных мест зарождения цунами // Вулканология и сейсмология. – 2012. – Т. 4. С. 65.
2. Агапова, Г. В., Удинцев, Г. Б. Зоны дробления рельефа дна в северо-западной котловине Тихого океана // Геоморфология. – 1973. – Т. 2. – С. 35.
3. Агапова, Г. В., Беляев, А. В., Перевозчиков, А. В. и др. Геоморфология дна и строение первого океанического слоя // Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука. – 1980. С. 13–37.
4. Агеев, М. Д., Киселев, Л. В., Матвиенко, Ю. В. и др. Автономные подводные роботы. Системы и технологии / Агеев, М. Д. // М: Наука. – 2005. – 398 с.
5. Андреева, И. Б., Удинцев, Г. Б. Строение дна Японского моря по данным исследований экспедиции на «Витязе» // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1958. Т. 10. – С. 3.
6. Андреева, М. Ю., Родкин, М. В. К сейсмотектонической обстановке на океанической стороне глубоководных желобов // Тихоокеанская геология. – 2017. – Т. 36. № 1. – С. 15–22.
7. Андреева, М. Ю., Родкин, М. В. Сейсмотектоническая обстановка в океанической области глубоководных желобов // Вестник ДО РАН. 2013. – Т. 3, № 169. – С. 9–11.
8. Артюшков, Е. В., Шлезингер, А. Е., Яншин, А. Л. Тектонические структуры дна Мирового океана // Доклады АН СССР. – 1984, Т. 275. – С. 148–150.
9. Безруков, П. Л., Удинцев, Г. Б. Новые данные о геологическом строении дальневосточных морей // Доклады АН СССР. – 1953. – Т. 91, № 2. – С. 157.
10. Безруков, П. Л., Зенкевич Н. Л., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // Труды Института вулканологии СО АН СССР. – 1958. № 13. – С. 71.
11. Белоусов, В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов // М.: Наука. – 1968. – С. 253.
12. Белоусов, В. В., Удинцев, Г. Б. Исландия и срединно-океанический хребет. Строение дна океана // М.: Наука, 1977. – С. 206.
13. Блюман, Б. А. Земная кора океанов. По материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане // С-Пб: ВСЕГЕИ. – 2013. – 344 с.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

14. Булгаков, Р.,Ф., Сеначин, В. Н., Сеначин, М. В. Плотностные и реологические неоднородности мантии активных океанических окраин западного сектора Тихого океана и зоны Курильского глубоководного желоба // Геосистемы переходных зон. – 2020. – Т. 4, № 1. – С. 116–130.
15. Быков, В. Г., Воробьев, Ф. А., Жигулев, В. В., Снеговский, С. С. Опыт определения динамических параметров отраженных волн на склонах глубоководного желоба // Тихоокеанская геология. – 1985. – Т. 4, № 1. – С. 99–103.
16. Васильев, Б. И., Советникова, Л. Н. Геологическое строение и развитие западной приэкваториальной части Тихого океана // Отечественная геология. – 2010. – Т. 2. – С. 68–76.
17. Васильев, Б. И. Некоторые закономерности геологического строения глубоководных желобов северо-запада Тихого океана. В сборнике: Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту // Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ДГИ ДВО РАН. Владивосток. – 1989. – С. 4–12.
18. Василенко, Л. Н. Олигоцен-раннемиоценовые радиолярии из отложений островного склона Курило-Камчатского желоба // Геология морей и океанов. Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. – 2015. – С. 68–72.
19. Гайнанов, А. Г., Исаев, С. И., Удинцев, Г. Б. Магнитные аномалии и морфология дна островных дуг северо-западной части Тихого океана // Океанология. – 1968. – Т. 8, № 6. С. 1017.
20. Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. М 1:10000000 / / Красный, Л. И. // Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1970.
21. Геологическое строение северо-западной части Охотского моря / Маргулис, Л. С., Мудрецов, В. Б., Сапожников, Б. Г. и др. // Сов. Геология. – 1979. – No 7. – С. 61–71.
22. Геология континентальных окраин // М.: Мир, т. 1–3, 1978–1979, 356 с., 372 с., 402 с.
23. Геология Мирового океана // 27-й Международный геологический конгресс. Доклады, Т. 6, № I, М., Наука. – 1984. – 174 с.
24. Гильманова, Г. З., Маслов, Л. А., Кулинич, Р. Г., Комова, О. С. Геодинамика земной коры зоны коллизии Тайваня // Тихоокеанская геология. – 2002. Т. 21. № 3. – С. 40–49.
25. Глубинные разломы океанского дна // М.: Наука. – 1984. – 222 с.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

26. Гнибиденко, Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока / Гнибиденко, Г. С. // М.: Наука. – 1979. – 161 с.
27. Говоров, И. Н., Тарарин, И. А., Васильев, Б. И., Коновалов, Ю. И., Паланджян, С. А. Перидотиты Идзу-Бонинского глубоководного желоба // Доклады АН СССР. – 1990. – Т. 311, № 6. – С. 1424–1439.
28. Долотов, Ю. С. Процессы рельефообразования и осадконакопления на приливных побережьях Мирового Океана / Сафьянов, Г. А. // М.: Научный Мир. – 2010. – 180 с.
29. Евланов, Ю. Б. Филиппинское море. Геологическое строение, эволюция магматизма и осадконакопления // ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука. – 2000. – 92 с.
30. Живаго, А. В. Морфоструктура дна Тихого океана // Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника). М.: Наука. – 1984. – С. 20–34.
31. Жирнов, А. М. О постоянстве тектонической границы Евразия – Тихоокеанская плита // Региональные проблемы. – 2011. – Т. 14. № 1. – С. 11–16.
32. Зверев, С. М. Глубинные разломы и сейсмичность Курило-Камчатской зоны // Геофизические исследования. – 2011. – Т. 12. № 4. – С. 5–30.
33. Зенкевич, Н. Л. Атлас фотографий дна Тихого Океана // М.: Наука. – 1970. – С. 134.
34. Зенкевич, Н. Л. Рельеф дна Японского моря // Основные черты геологии и гидрологии Японского моря // М.: Изд-во АН СССР. – 1961. – С. 5–22.
35. Злобин, Т. К. Охотская литосферная плита и модель эволюции системы “Окраинное море – островная дуга – глубоководный желоб” // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. – 2006. – Т. 1, № 125. – С. 26–32.
36. Lemenkova, P., Promper, C. and Glade, T. Economic Assessment of Landslide Risk for the Waidhofen a.d. Ybbs Region, Alpine Foreland, Lower Austria. In: Protecting Society through Improved Understanding. 11th International Symposium on Landslides and the 2nd North American Symposium on Landslides & Engineered Slopes. NASL (June 2–8, 2012). Ed. by E. Eberhardt, C. Froese, A. K. Turner, and S. Leroueil. Banff, AB, Canada, June 2012, pp. 279–285.
37. Lemenkova, P. 2011. Seagrass Mapping and Monitoring Along the Coasts of Crete, Greece. M.Sc. Thesis, University of Twente, Faculty of Earth Observation and Geoinformation (ITC).
38. Lemenkova, P. 2021. Topography of the Aleutian Trench south-east off Bowers Ridge, Bering Sea, in the context of the geological development of North Pacific Ocean. Baltica 34 (1).

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

39. Lemenkova, P. 2021. The visualization of geophysical and geomorphologic data from the area of Weddell Sea by the Generic Mapping Tools. Studia Quaternaria 38 (1), 19–32.
40. Lemenkova, P. 2021. Cartographic Processing of the Multi-Source Geospatial Datasets by GMT for Mapping Variability in Geologic Setting and Bathymetry of the Pacific Ocean. Mercator 20, 1–18.
41. Lemenkova, P. 2021. Geodynamic setting of Scotia Sea and its effects on geomorphology of South Sandwich Trench, Southern Ocean. Polish Polar Research 42 (1), 1–23.
42. Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука. – Т. 1–3. – С. 1972–1974.
43. Канаев, В. Ф., Удинцев, Г. Б. Изучение подводного рельефа в океанографических экспедициях // Труды ИО АН СССР. – 1960. – Т. 44. – С. 3.
44. Карп, Б. Я., Прокудин, В. Г., Азьмук, С. В., Котельников, С. В. Строение верхней части земной коры на плато Огасавара (Тихий океан) по сейсмическим данным // Доклады АН СССР. – 1982. – Т. 263. № 2. – С. 403–406.
45. Кириллова, Г. Л. Глубоководные желоба Филиппинского моря: строение и эволюция // Тихоокеанская геология. – 1991. – Т. 10, № 4. – С. 19–31.
46. Кириллова, Г. Л. Структурные элементы дна Филиппинского моря (вдоль геограверса по 18° с. ш.) // Тихоокеанская геология. 1989. – Т. 6. – С. 3–15.
47. Ковылин, В. М. Строение земной коры в области Японского моря // М.: Наука, – 1979. – С. 207.
48. Кулинич, Р. Г. Структура и проблема генезиса рифта Паресе Вела. В сборнике: Физика и структура земной коры окраинных морей Тихого Океана // ДО АН СССР. Владивосток, 1987. – С. 19–29.
49. Липкин, Ю. С. Особенности геоморфологии шельфа Японского моря // Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток. – 1975. – С. 75–93.
50. Лисицын, А. П., Петелин, В. П., Удинцев, Г. Б. Новое достижение советской морской геологии: (ИО АН СССР) // Природа. – 1954. – Т. 6. – С. 63.
51. Ломтев, В. Л. К строению и истории Курило-Камчатского глубоководного желоба (СЗ пацифика) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2012. Т. 3, № 29. – С. 36–47.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

52. Ломтев, В. Л. К строению и сейсмотектонике тихоокеанского склона островной дуги Хонсю (в связи с великим японским землетрясением 11.03.2011 г.) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2012. – Т. 2, № 28. – С. 40–52.
53. Лукк, А. А., Шевченко, В. И. Островные дуги, глубоководные желоба и сейсмофокальные зоны Индонезии и Тихого океана: сходство и различия // Физика Земли. – 2008. – Т. 2. – С. 3–38.
54. Марков, Ю. Д., Пушкарь, В. С., Михайлик, Е. В., Пущин, И. К., Манжос, А. П., Мамонт, В. Ф. Литологический состав и стратиграфия верхнекайнозойских отложений островодужных систем Кермадек и Новые Гебриды. Деп. рукопись № 230 13.09.1991
55. Матвиенко, Ю. В., Киселев, Л. В., Инзарцев, А. В., Львов, О. Ю. О проекте создания подводного робототехнического комплекса для исследования предельных глубин океана // Подводные исследования и робототехника. – 2016. – Т. 2, № 22. – С. 4–12.
56. Международная тектоническая карта мира масштаба 1:15 000 000 / Хаин, В. Е. // Л.: Мингео СССР. – 1984.
57. Меланхолина, Е. Н. Тектонические элементы северо-запада Тихого океана // Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника). М.: Наука. – 1984. – С. 170–207.
58. Мельниченко, Ю. И., Вербицкий, В. Л., Казанский, Б. А., Крюкова, Т. Л. Морфология морского дна в районе Курило-Камчатского желоба. В сборнике: Новые данные по геоморфологии и геологии западной части Тихого океана // ТОИ ДВО АН СССР. Владивосток. – 1990. – С. 31–42.
59. Менард, Г. У. Геология дна Тихого океана // М.: Мир. – 1966. – 274 с.
60. Мировой океан. Т. I. Геология и тектоника океана. Катастрофические явления в океане // М.: Научный мир. – 2013.
61. Обжиров, А. И. Газохимические поля придонного слоя морей и океанов / А.И.Обжиров // М.: Наука, 1993. – С. 140.
62. Океанология. Геофизика океана // Т. 1-2. М. – Наука. – 1979. – 470 с, 416 с.
63. Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана // М. – Наука, 1979. – 415 с.
64. Павленкова, Н. И., Шлезингер, А. Е., Удинцёв, Г. Б. Новые тенденции в глобальной тектонике океанической земли // Вестник РАН. – 2018. – Т. 88, № 1. – С. 88–92.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

65. Патрикеев, В. Н. Деформации северо-западной плиты Тихого океана. Геотектоника. 2013. № 5. – С. 61.
66. Пущин, И. К. Экспедиция к желобу Тонга // Природа. – 1983. – Т. 9. – С. 25–27.
67. Пущин, И. К. Морфотектоника южного замыкания Новогебридской островодужной системы // Вопросы геоморфологии и тектоники Западной Пацифики. ТОИ ДО РАН. Владивосток. – 2003. – С. 109–113.
68. Пущин, И. К. Происхождение Фиджийского плато. В сб.: Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны // РАН ДО ТОИ Владивосток. – 2001. С. 98–102.
69. Пущин, И. К., Тарарин, И. А., Коновалов, Ю. И., Итая, Т., Балланс, П. Ф. K–AR – возраст базальтов тектонической системы Кермадек // Доклады АН. – 1996. Т. 350, № 1. – С. 108-111.
70. Пущин, И. К. Основы тектоники системы дуга – желоб Тонга // Новые данные по геологии западной части Тихого океана. ДО АН СССР. Владивосток. – 1989. – С. 58–73.
71. Разницин, Ю. Н. Тектоническая расслоенность литосферы Тихого океана // Геотектоника. – 2006. – Т. 2. – С. 36–46.
72. Родников, А. Г., Родькин, М. В., Строев, П. А. и др., Глубинная структура и геофизические поля вдоль геотраверза Филиппинского моря // Физика Земли. – 1996. Т. 12. – С. 100–108.
73. Сагалевич, А. М. Океанология и подводные обитаемые аппараты / М.: Наука. – 1987. – С. 256.
74. Селиверстов, Н. И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг / М.: Научный Мир. – 1998. – С. 164.
75. Селиверстов Н.И. Подводные морфоструктуры Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. / Петр.- Камч.: ИВиС ДВО РАН. – 2013. – 162 с.
76. Смирнов, А. В., Армишев, С. В. Исследования подводными роботами рифтовых и горных образований // Технические средства изучения Мирового океана / ИО АН СССР. М. – 1983. – С. 95–98.
77. Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника). М., Наука. – 1984. – С. 232.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

78. Съедин, В. Т., Мельниченко, Ю. И. Широтный разлом Филиппинского моря – особенности строения и эволюции // Тихоокеанская геология. – 2014. – Т. 33. № 6. – С. 81–98.
79. Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента земной коры масштаба 1:10000000 / Отв. ред. Пущаровский, Ю. М., Удинцев, Г. Б. М.: ГУГК СССР. – 1970.
80. Тектоническая карта мира масштаба 1:45 000 000. Л.: ВСЕГЕИ. – 1984.
81. Удинцев, Г. Б., Лисицын, А. П. Изучение слоистости современных морских отложений при помощи эхолота // Доклады АН СССР. – 1953. – Т. 88, № 5. – С. 903.
82. Удинцев, Г. Б. Новые данные о рельефе дна Курило-Камчатской впадины // Доклады АН СССР. – 1954. – Т. 94, № 2. – С. 315.
83. Удинцев, Г. Б. Рельеф дна Охотского моря // Труды ИО АН СССР. – 1957. – Т. 22. – С. 13.
84. Удинцев, Г. Б., Дмитриев, Л. В. Эволюция океанической литосферы и геолого-геофизические исследования западной части Тихого океана // Вестник АН СССР. – 1971, № 11. – С. 57.
85. Удинцев, Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана // М.: Наука. – 1972. – С. 394.
86. Удинцев, Г. Б., Дмитриев, Л. В., Шараськин, А. Я., Агапова, Г. В., Зенкевич, Н. Л., Берсенев, А. Ф., Куренцова, Н. А., Сузюмов, А. Е. Новые данные о желобах-разломах юго-западной части Тихого океана // Геотектоника. – 1974, № 2. – С. 3.
87. Удинцев, Г. Б., Береснев, А. Ф., Гордин, В. М. Структурная неоднородность дна океанов и проблема границы океан-континент // Геотектоника. – 1980, № 2. – С. 13.
88. Удинцев, Г. Б. Рельеф и строение дна океанов. – М.: Недра. – 1987, 239 с., с ил.
89. Удинцев, Г. Б., Шенке, Г. В., Кольцова, А. В., Князев, А. Б. Внедряющиеся и рассеянные рифты западной Антарктики // Океанология. – 1998. – Т. 38, № 6. – С. 901.
90. Удинцев, Г. Б. Международные геолого-геофизические Атласы океанов // Океанология. – 2004. – Т. 44. № 6. – С. 945–950.
91. Lemenkov, V. and Lemenkova, P. 2021. Measuring Equivalent Cohesion Ceq of the Frozen Soils by Compression Strength Using Kriolab Equipment. Civil and Environmental Engineering Reports 31(2), 63–84.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

92. Lemenkova, P. 2021. SAGA GIS for Computing Multispectral Vegetation Indices by Landsat TM for Mapping Vegetation Greenness. Contemporary Agriculture 70 (1–2), 67–75.
93. Щека, С. А., Кулинич, Р. Г., Заболотников, А. А., Марков, Ю. Д., Журавлев, А. В., Здоровенин, В. В., Головань, А. А., Обжиров, А. И., Николаева, Н. А. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии. М.: Наука. – 1989. – С. 256.
94. Щека, С. А., Кулинич, Р. Г., Высоцкий, С. В. и др. Новые данные по геологии разломов Яп и Центральный в Филиппинском море // Докл. АН СССР. – 1986. – Т. 286, № 2. – С. 414–421.
95. Abbott, L. D., Silver, E. A., Galewsky, J. Structural evolution of a modern arc-continent collision in Papua New Guinea // Tectonics. – 1994. – Vol. 13. – pp. 1007–1034.
96. Alexeiev, D. V., Gaedicke, C., Tsukanov, N. V., Freitag, R. Collision of the Kronotskiy arc at the NE Eurasia margin and structural evolution of the Kamchatka-Aleutian junction // International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau). – 2006. – Vol. 95, N 6. – pp. 977–993.
97. Alvarez-Gómez, J. A., Gutiérrez Gutiérrez, O. Q., Aniel-Quiroga, Í., González, M. Tsunamigenic potential of outer-rise normal faults at the Middle America trench in Central America // Tectonophysics. – 2012. – Vol. 574–575. – pp. 133–143.
98. Amante, C., Eakins, B. W. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model // Procedures, Data Sources and Analysis. – 2009. Vol. 19. NOAA Technical Memorandum.
99. Anderson, M. E. Studies on the Zoarcidae (Teleostei: perciformes) of the Southern Hemisphere. XI. A new species of Pyrolycus from the Kermadec Ridge // Journal of the Royal Society of New Zealand. – 2006. – Vol. 36. – pp. 63–68.
100. Ando, M., Kitamura, A., Tu, Y., Ohashi, Y., Imai, T., Nakamura, M., Ikuta, R., Miyairi, Y., Yokoyama, Y., Shishikura, M. Source of high tsunamis along the southernmost Ryukyu trench inferred from tsunami stratigraphy // Tectonophysics. – 2018. – Vol. 722. – pp. 265–276.
101. Angel, M. V. Ocean trench conservation // Environmentalist. – 1982. – Vol. 2. – pp. 1–17.
102. Arai, K., Inoue, T., Ikehara, K., Sasaki, T. Episodic subsidence and active deformation of the forearc slope along the Japan Trench near the epicenter of the 2011 Tohoku Earthquake // Earth and Planetary Science Letters. – 2014. – Vol. 408. – pp. 9–15.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

103. Arai, K., Matsuda, H., Sasaki, K., Machiyama, H., Yamaguchi, T., Inoue, T., Sato, T., Takayanagi, H., Iryu, Y. A newly discovered submerged reef on the Miyako-Sone platform, Ryukyu Island Arc, Northwestern Pacific // Marine Geology. – 2016. – Vol. 373. – pp. 49–54.
104. Arisa, D., Heki, K. Transient crustal movement in the northern Izu-Bonin arc starting in 2004: A large slow slip event or a slow back-arc rifting event? // Tectonophysics. – 2016. – Vol. 682. – pp. 206–213.
105. Aubouin, J., Azéma, J., Carfantan, J. C., Demant, A., Rangin, C., Tardy, M., Tournon, J. The Middle America Trench in the Geological Framework of Central America // Deep Sea Drilling Project Reports and Publications. – 1982. – Vol. 67. – pp. 747–755.
106. Barr, I. D., Spagnolo, M. Understanding controls on cirque floor altitudes: Insights from Kamchatka // Geomorphology. – 2015. – Vol. 248. – pp. 1–13.
107. Bautista, C. B., Bautista, M. L. P., Oike, K., Wu, F. T., Punongbayan, R. S. A new insight on the geometry of subducting slabs in northern Luzon, Philippines // Tectonophysics. – 2001. – Vol. 339. – pp. 279–310.
108. Ballance, P. F. Evolution of the upper Cenozoic magmatic arc and plate boundary in northern New Zealand // Earth and Planetary Science Letters. – 1976. – Vol. 28, N 3. – pp. 356–370.
109. Baldwin, S. L., Fitzgerald, P. G., Webb, L. E. Tectonics of the New Guinea Region // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. – 2012. – Vol. 40. – pp. 495–520.
110. Barazangi, M., Isacks, B. L., Oliver, J. Propagation of seismic waves through and beneath the lithosphere that descends under the Tonga island arc // Journal of Geophysical Research. – 1972. – Vol. 77. – pp. 952–958.
111. Barker, D. H. N., Sutherland, R., Henrys, S., Bannister, S. Geometry of the Hikurangi subduction thrust and upper plate, North Island, New Zealand // Geochemistry Geophysics Geosystems. – 2009. – Vol. 10, N 2. – pp. 1–23.
112. Barnes, P. M., Lamarche, G., Bialas, J., Henrys, S., Pecher, I. A., Netzeband, G. L., Greinert, J., Mountjoy, J. J., Pedley, K., Crutchley, G. J. Tectonic and geological framework for gas hydrates and cold seeps on the Hikurangi subduction margin, New Zealand // Marine Geology. – 2010. – Vol. 272. – pp. 26–48.
113. Beaumais, A., Bertrand, H., Chazot, G., Dosso, L., Robin, C. Temporal magma source changes at Gaua volcano, Vanuatu island arc // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2016. – Vol. 322. – pp. 30–47.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

114. Beavan, J., Haines, J. Contemporary horizontal velocity and strain rate fields of the Pacific-Australian plate boundary zone through New Zealand // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2001. – Vol. 106, N B1. – pp. 741–770.
115. Beccaluva, L., Serri, G., Dostal, J. Geochemistry of Volcanic Rocks From the Mariana, Yap and Palau Trenches Bearing on the Tectono-Magmatic Evolution of the Mariana Trench-Arc-Backarc System // Developments in Geotectonics. – 1986. – Vol. 21. – pp. 481–508.
116. Beck, S. L., Ruff, L. J. Rupture process of the great 1963 Kurile Islands earthquake sequence: asperity interaction and multiple event rupture // Journal of Geophysical Research. – 1987. – Vol. 92, N 14. – pp. 123–138.
117. Behrmann, J. S., Leslie, S. D., Cande, S. C. Tectonics and geology of spreading ridge subduction at the Chile Triple Junction: A synthesis of results from Leg 141 of the Ocean Drilling Program // Geologische Rundschau. – 1994. – Vol. 83. – pp. 832–852.
118. Beier, C., Brandl, P. A., Lima, S. M., Haase, K. M. Tectonic control on the genesis of magmas in the New Hebrides arc (Vanuatu) // Lithos. – 2018. – Vol. 312–313. – pp. 290–307.
119. Bello-González, J. P., Contreras-Reyes, E., Arriagada, C. Predicted path for hotspot tracks off South America since Paleocene times: Tectonic implications of ridge-trench collision along the Andean margin // Gondwana Research. – 2018. – Vol. 64. – pp. 216–234.
120. Berryman, K. R. Distribution, age, and deformation of Late Pleistocene marine terraces at Mahia peninsula, Hikurangi subduction margin, New Zealand // Tectonics. – 1993. – Vol. 12. – pp. 1365–1379.
121. Berryman, K. R., Ota, Y., Miyauchi, T., Hull, A., Clark, K., Ishibashi, K., Iso, N., Litchfield, N. Holocene paleoseismic history of upper-plate faults in the Southern Hikurangi subduction margin, New Zealand, deduced from marine terrace records // Bulletin of the Seismological Society of America. – 2011. – Vol. 101. – pp. 2064–2087.
122. Besana, G.M., Negishi, H., Ando, M. The three-dimensional attenuation structures beneath the Philippine archipelago based on seismic intensity data inversion // Earth and Planetary Science Letters. – 1997. – Vol. 15. – pp. 1–11.
123. Bevis, M., Taylor, F. W., Schutz, B. E., Recy, J., Isacks, B. L., Helu, S., Singh, R., Kendrick, E., Stowell, J., Taylor, B., Calmant, S. Geodetic observations of very rapid convergence and back-arc extension at the Tonga arc // Nature. – 1995. – Vol. 347. – pp. 249–251.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

124. Bina, C. R., Stein, S., Marton, F. C., Van Ark, E. M. Implications of slab mineralogy for subduction dynamics // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2001. – Vol. 127. – pp. 51–66.
125. Blankenship, L. E., Yayanos, A. A., Cadien, D. B., Levin, L. A. Vertical zonation patterns of scavenging amphipods from the Hadal zone of the Tonga and Kermadec Trenches // Deep-Sea Research I. – 2006. – Vol. 53. – pp. 48–61.
126. Boutelier, D., Oncken, O., Cruden, A. R. Trench-parallel shortening in the forearc caused by subduction along a seaward-concave plate boundary: Insights from analogue modelling experiments // Tectonophysics. – 2014. – Vol. 611. – pp. 192–203.
127. Bird, P. An updated digital model of plate boundaries // Geochemistry Geophysics Geosystems. – 2003. – Vol. 4, N 3. – pp. 1027.
128. Bodine, J. H., Watts, A. B. On the lithospheric flexure seaward of the Bonin and Mariana trenches // Earth and Planetary Science Letters. – 1979. – Vol. 43. – pp. 132–148.
129. Bogdanov, I., Huaman, D., Thovert, J.-F., Pierre, G., Adler, P.M. Tectonic stresses seaward of an aseismic ridge – Trench collision zone. A remote sensing approach on the Loyalty Islands, SW Pacific // Tectonophysics. – 2011. – Vol. 499. – pp. 77–91.
130. Borradaile, G. J. Statistics of Earth Science Data // Springer. – 2003. 79 pp.
131. Boston, B., Moore, G. F., Nakamura, Y., Kodaira, S. Forearc slope deformation above the Japan Trench megathrust: Implications for subduction erosion // Earth and Planetary Science Letters. – 2017. – Vol. 462. – pp. 26–34.
132. Bourrouilh-Le Jan, F. G., Talandier, J. Sédimentation et fracturation de haute énergie en milieu récifal: tsunamis, ouragans et cyclones et leur effets sur la sédimentologie et la géomorphologie d'un atoll: motu et hoa, à Rangiroa, Tuamotu, Pacifique SE // Marine Geology. – 1985. – Vol. 67. – pp. 263–333.
133. Brandt, A., Alalykina, I., Fukumori, H., Golovand, O., Kniesz, K., Lavrenteva, A., Lörz, A.-N., Malyutina, M., Philipps-Bussau, K., Stransky, B. First insights into macrofaunal composition from the SokhoBio expedition T (Sea of Okhotsk, Bussol Strait and northern slope of the Kuril-Kamchatka Trench) // Deep-Sea Research Part II. – 2018. – Vol. 154. – pp. 106–120.
134. Braz, C., Seton, M., Flament, N., Müller, R. D. Geodynamic reconstruction of an accreted Cretaceous back-arc basin in the T Northern Andes // Journal of Geodynamics. – 2018. – Vol. 121. – pp. 115–132.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

135. Burnley, P. C., Green II, H. W. Faulting associated with the olivine to spinel transformation in Mg2GeO4 and its implications for deep-focus earthquakes // Journal of Geophysical Research. – 1991. – Vol. 96. – pp. 425–443.
136. Carron, M. J., Vogt, P. R., Jung, W.-Y. GOMaP (Global Ocean Mapping Program): A Proposed International Long-Term Project to Systematically Map the Worlds Ocean Floors From Beach to Trench. – 2013.
137. Carney, J. N., MacFarlane, A. Geological evidence bearing on the Miocene to Recent structural evolution of the New Hebrides arc // Tectonophysics. – 1982. – Vol. 87, N(1–4). – pp. 147–175.
138. Castillo, P. R., Lonsdale, P. F., Moran, C. L., Hawkins, J. W. Geochemistry of mid-Cretaceous Pacific crust being subducted along the Tonga-Kermadec Trench: Implications for the generation of arc lavas // Lithos. – 2009. – Vol. 112. – pp. 87–102.
139. Calder, B. R., Mayer, L. A. Automatic processing of high-rate, high-density multibeam echosounder data // Geochemistry Geophysics Geosystems. – 2003. – Vol. 4, N 6. – pp. 1–24.
140. Cecioni, A., Pineda, V. Geology and Geomorphology of Natural Hazards and Human-Induced Disasters in Chile // Developments in Earth Surface Processes. – 2010. – Vol. 13. – pp. 379–413.
141. Chadwick, W. W. J., Merle, S. G., Baker, E. T., Walker, S. L., Resing, J. A., Butterfield, D. A., Anderson, M. O., Baumberger, T., Bobbitt, A. M. A Recent Volcanic Eruption Discovered on the Central Mariana Back-Arc Spreading Center // Frontiers in Earth Science. – 2018. – Vol. 6. – pp. 1–16.
142. Chang, W. Y., Yu, G.-K., Hwang, R.-D., Chiu, J.-K. Lateral Variations of Rayleigh-wave Dispersions in the Philippine Sea region // Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences. – 2007. – Vol. 18. – pp. 859–878.
143. Charvis, P., Pelletier, B. The northern New Hebrides back-arc troughs: history and relation with the North Fiji basin // Tectonophysics. – 1989. – Vol. 170, N 3–4. – pp. 259–277.
144. Chase, C. G. Extension behind island arcs and motions relative to hot spots // Journal of Geophysical Research. – 1978. – Vol. 83. – pp. 5385–5388.
145. Cheng, Z., Ding, W., Faccenda, M., Li, J., Lin, X., Ma, L., Fang, P., Ding, H. Geodynamic effects of subducted seamount at the Manila Trench: Insights from numerical modeling // Tectonophysics. – 2019. – Vol. 764. – pp. 46–61.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

146. Chin, S.-J., Lin, J.-Y., Yeh, Y.-C., Hao, K.-C., Liang, C.-W. Seismotectonic characteristics of the Taiwan collision-Manila subduction T transition: The effect of pre-existing structures // Journal of Asian Earth Sciences. – 2019. – Vol. 173. – pp. 113–120.
147. Cifuentes, I. L. The 1960 Chilean earthquakes // Journal of Geophysical Research. – 1989. – Vol. 94. – pp. 665–680.
148. Cízková, H., Bina, C. R. Geodynamics of trench advance: Insights from a Philippine-Sea-style geometry // Earth and Planetary Science Letters. – 2015. – Vol. 430. – pp. 408–415.
149. Clark, K., Howarth, J., Litchfield, N., Cochran, U., Turnbull, J., Dowling, L., Howell, A., Berryman, K. R., Wolf, F. Geological evidence for past large earthquakes and tsunamis along the Hikurangi subduction margin, New Zealand // Marine Geology. – 2019. – Vol. 412. – pp. 139–172.
150. Contreras-Reyes, E., Grevemeyer, I., Flueh, E. R., Scherwath, M., Heesemann, M. Alteration of the subducting oceanic lithosphere at the southern central Chile trench-outer rise // Geochemistry Geophysics Geosystems. – 2007. – Vol. 8. – pp. 1–10.
151. Contreras-Reyes, E., Osses, A. Lithospheric flexure modeling seaward of the Chile trench: implications for oceanic plate weakening in the Trench Outer Rise region // Geophysical Journal International. – 2010. – Vol. 182, N 1. – pp. 97–112.
152. Contreras-Reyes, E., Flueh, E. R., Grevemeyer, I. Tectonic control on sediment accretion and subduction off south-central Chile: implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes // Tectonics. – 2010. – Vol. 29. – pp. 1–27.
153. Contreras-Reyes, E., Carrizo, D. Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile-Peru subduction zone // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2011. – Vol. 186. – pp. 49–58.
154. Contreras-Reyes, E., Jara, J., Maksymowicz, A., Weinrebe, W. Sediment loading at the southern Chilean Trench and its tectonic implications // Journal of Geodynamics. – 2013. – Vol. 66. – pp. 134–145.
155. Cooper, A. K., Cochrane, G. R., Bruns, T. R. Velocity structure of the upper crust beneath the Solomon IslandsBougainville Island arc. Circum-Pacific council for energy and mineral resources // Earth Science Series. – 1989. – Vol. 7. – pp. 23–46.
156. Coulbourn, W. T. Stratigraphy and Structures of the Middle America Trench // Deep Sea Drilling Project Reports and Publications. – 1982. – Vol. 67, N 36. – pp. 691–706.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

157. Covault, J. A. Submarine fans and canyonchannel systems: a review of processes, products, and models // Nature Education Knowledge. – 2011. – Vol. 3, N 10. – pp. 1–4.
158. Cowan, D. S. Origin of "Vein Structure" in Slope Sediments on the Inner Slope of the Middle America Trench off Guatemala // Deep Sea Drilling Project Reports and Publications. – 1982. – Vol. 32. – pp. 645–650.
159. Curtis, A. C., Moyer, C. L. Mariana forearc serpentinte mud volcanoes harbor novel communities of extremophilic ArchaeaJ // Geomicrobiology Journal. – 2005. – Vol. 30, N 5. – pp. 430–441.
160. Daly, R. A. Origin of submarine ’canyons’ // American Journal of Science. – 1936. – Vol. 31. – pp. 401–420.
161. Danovaro, R., Gambi, C., Della Croce, N. Meiofauna hotspot in the Atacama Trench, eastern South Pacific Ocean // Deep-Sea Research Part I. – 2002. – Vol. 49. – pp. 843–857.
162. Davies, H. L., Keene, J. B., Hashimoto, K., Joshima, M., Stuart, J. E., Tiffin, D. L. Bathymetry and canyons of the western Solomon Sea // Geo-Marine Letters. – 1987. – Vol. 6. – pp. 181–191.
163. DeBari, S. M., Taylor, B., Spencer, K., Fujioka, K. A trapped Philippine Sea plate origin for MORB from the inner slope of the Izu-Bonin trench // Earth and Planetary Science Letters. – 1999. – Vol. 174, N 1–2. – pp. 183–197.
164. De Leo, F. C., Smith, C. R., Rowden, A. A., Bowden, D. A., Clark, M. R. Submarine canyons: hotspots of benthic biomass and productivity in the deep sea // Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences. – 2010. – Vol. 277. – pp. 2783–2792.
165. Deschamps, A., Lallemand, S. Geodynamic setting of Izu-Bonin-Mariana boninites // Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes. – 2003. Vol. 219. – pp. 163–185.
166. Divins, D. Total sediment thickness of the worlds oceans and marginal seas // NOAA National Geophysical Data Center, Boulder, CO. – 2003.
167. Dmitriev, Y. I. Basalts of the Middle America Trench (Guatemala Transect) and Their Correlation With Oceanic and Island-Arc Tholeiites // Deep Sea Drilling Project Reports and Publications. – 1982. – Vol. 67, N 41. – pp. 577–584.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

168. Doglioni, C. Comment on ’The potential influence of subduction zone polarity on overriding plate deformation, trench migration and slab dip angle’ by W. P. Schellart // Tectonophysics. – 2009. – Vol. 463. – pp. 208–213.
169. Dong, D., Zhang, Z., Bai, Y., Fan, J., Zhang, G. Topographic and sedimentary features in the Yap subduction zone and their implications for the Caroline Ridge subduction // Tectonophysics. – 2018. – Vol. 722. – pp. 410–421.
170. Doo, W.-B., Lo, C.-L., Wu, W.-N., Lin, J.-Y., Hsu, S.-K., Huang, Y.-S., Wang, H.-F. Strength of plate coupling in the southern Ryukyu subduction zone // Tectonophysics. – 2018. – Vol. 723. – pp. 223–228.
171. Doo, W.-B., Hao, K.-C., Brown, D., Lo, C.-L., Hsu, S.-K., Huang, Y.-S. Serpentinization of the forearc mantle along the Taiwan arc-continent collision of the northern Manila subduction zone inferred from gravity modeling // Tectonophysics. – 2016. – Vol. 691. – pp. 282–289.
172. Dokht, R. M. H., Gu, Y. J., Sacchi, M. D. Waveform inversion of SS precursors: An investigation of the northwestern Pacific subduction zones and intraplate volcanoes in China // Gondwana Research. – 2016. – Vol. 40. – pp. 77–90.
173. Duncan, R. A., Vallier, T. L., Falvey, D. A. Geology and offshore resources of Pacific island arcs; Tonga region // ed. bScholl, D. W., Vallier, T. L. (Circum-Pac. Counc. Energy and Miner. Resour., Houston, TX, U.S. Chap. Volcanic episodes at Eua, Tonga Islands. – 1985. – pp. 281–290.
174. Dupuy, C., Dostal, J., Marcelot, G. Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides arc: implication for their source rock composition // Earth and Planetary Science Letters. – 1982. – Vol. 60, N 2. – pp. 207–225.
175. Dutkiewicz, A., Müller, R. D., O’Callaghan, S., Jónasson, H. Census of seafloor sediments in the worlds ocean // Geology. – 2015. – Vol. 43, N 9. – pp. 795–798.
176. Ekstróm, G., Engdahl, E. R. Earthquake source parameters and stress distribution in the Adak Island region of the central Aleutian Islands, Alaska // Journal of Geophysical Research. – 1989. – Vol. 84. – pp. 15499–15519.
177. Faccenna, C., Giuseppe, E. D., Funiciello, F., Lallemand, S., Hunen, J. van. Control of seafloor aging on the migration of the Izu-Bonin-Mariana Trench // Earth and Planetary Science Letters. – 2009. – Vol. 288. – pp. 386–398.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

178. Faccenna, C., Holt, A. F., Becker, T. W., Lallemand, S., Royden, L. H. Dynamics of the Ryukyu Izu-Bonin-Marianas double subduction system // Tectonophysics. – 2018. – Vol. 229–238.
179. Finlayson, D. M., Cull, J. P. Structural profiles in New Britain-New Ireland region // Journal of the Geological Society of Australia. – 1973. – Vol. 20. – pp. 37–47.
180. Fischer, R. L., Raitt, R. W. Topography and structure of the Peru-Chile Trench // Deep-Sea Research. – 1962. – Vol. 9. – pp. 424–443.
181. Freitag, R., Gaedicke, C., Baranov, B. V., Tsukanov, N. V. Collisional processes at the junction of the Aleutian-Kamchatka arcs: new evidence from fission track analysis and field observation // Terra Nova. – 2001. – Vol. 13. – pp. 433–442.
182. Freymuth, H., Vils, F., Willbold, M., Taylor, R., Elliott, T. Molybdenum mobility and isotopic fractionation during subduction at the Mariana arc // Earth and Planetary Science Letters. – 2015. – Vol. 432. – pp. 176–186.
183. Fujioka, K., Okino, K., Kanamatsu, T., Ohara, Y. Morphology and origin of the Challenger Deep in the Southern Mariana Trench // Geophysical Research Letters. – 2002. – Vol. 29. – pp. 1372 (10).
184. Fujiwara, T., Tamura, C., Nishizawa, A., Fujioka, K., Kobayashi, K., Iwabuchi, Y. Morphology and tectonics of the Yap Trenches // Marine Geophysical Research. – 2000. – Vol. 21. – pp. 69–86.
185. Gallo, N. D., Cameron, J., Hardy, K., Fryer, P., Bartlett, D. H., Levin, L. A. Submersible- and lander- observed community patterns in the Mariana and New Britain Trenches: Influence of productivity and depth on epibenthic and scavenging communities // Deep-Sea Research Part I. – 2015. – Vol. 99. – pp. 119–133.
186. Gauger, S., Kuhn, G., Gohl, K., Feigl, T., Lemenkova, P., Hillenbrand, C. Swath-bathymetric mapping // Reports on Polar and Marine Research. – 2007. Vol. 557. – pp. 38–45.
187. Geersen, J., Voelker, D., Behrmann, J. H.. Submarine geomorphology, in, edited by J. Geersen (Springer, 2018) Chap // Oceanic Trenches. – pp. 409–424.
188. Gohl, K., Eagles, G., Udintsev, G., Larter, R. D., Uenzelmann-Neben, G., Schenke, H.-W., Lemenkova, P., Grobys, J., Parsiegla, N., Schlueter, P., Deen, T., Kuhn, G., Hillenbrand, C.-D. Tectonic and sedimentary processes of the West Antarctic margin of the Amundsen Sea

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

embayment and PineIsland Bay // 2nd SCAR Open Science Meeting, 12–14 July 2006, Hobart, Tasmania, Australia. – 2006a.

189. Gohl, K., Uenzelmann-Neben, G., Eagles, G., Fahl, A., Feigl, T., Grobys, J., Just, J., Leinweber, V., Lensch, N., Mayr, C., Parsiegla, N., Rackebrandt, N., Schlüter, P., Suckro, S., Zimmermann, K., Gauger, S., Bohlmann, H., Netzeband, G., Lemenkova, P. Crustal and Sedimentary Structures and Geodynamic Evolution of the West Antarctic Continental Margin and Pine Island Bay // Expeditionsprogramm Nr. 75 ANT XXIII/4 ANT XXIII/5. – 2006. – pp. 11–12.

190. Gorbatov, A., Fukao, Y., Widiyantoro, S., Gordeev, E. Seismic evidence for a mantle plume oceanwards of the Kamchatka-Aleutian trench junction // Geophysical Journal International. – 2001. – Vol. 146. – pp. 282–288.

191. Greinert, J., Lewis, K. B., Bialas, J., Pecher, I. A., Rowden, A. A., Bowden, D. A., De Batist, M., Linke, P. Methane seepage along the Hikurangi Margin, New Zealand: Overview of studies in 2006 and 2007 and new evidence from visual, bathymetric and hydroacoustic investigations // Marine Geology. – 2010. – Vol. 272. – pp. 6–25.

192. Hall, R. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations // Journal of Asian Earth Sciences. – 2002. – Vol. 20. – pp. 353–431.

193. Haren, H. van, Berndt, C., Klaucke, I. Ocean mixing in deep-sea trenches: New insights from the Challenger Deep, Mariana Trench // Deep-Sea Research Part I. – 2017. – Vol. 129. – pp. 1–9.

194. Hayes, D. E. A geophysical investigation of the Peru-Chile Trench // Marine Geology. – 1966. – Vol. 4, N 5. – pp. 309–351.

195. Heuret, A., Conrad, C. P., Funiciello, F. Relation between subduction megathrust earthquakes, trench sediment thickness and upper plate strain // Geophysical Research Letters. – 2012. – Vol. 39, N 5. – pp. 131–138.

196. Heezen, B. C., Tharp, M. World Ocean Floor Panorama Map in full color, painted by H. Berann, Mercator Projection, scale 1:23,230,300, 1168Œ1930 mm. New York, U. S. – 1977.

197. Hilde, T. W. C., Lee, C.-S. Origin and evolution of the West Philippine Basin: a new interpretation // Tectonophysics. – 1984. – Vol. 102. – pp. 85–104.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

198. Holbroock, W. S., Lizarraide, D., McGeary, S. Structure and composition of the Aleutian island arc and implications for continental crustal growth // Geology. – 1999. – Vol. 27, N 1. – pp. 31–34.

199. Holm, R. J., Tapster, S., Jelsma, H. A., Rosenbaum, G., Mark, D. F. Tectonic evolution and copper-gold metallogenesis of the Papua New Guinea and Solomon Islands region // Ore Geology Reviews. – 2019. – Vol. 104. – pp. 208–226.

200. Honza, E., Davies, H. L., Keene, J. B., Tiffin, D. L. Plate boundaries and evolution of the Solomon Sea region // Geo-Marine Letters. – 1987. – Vol. 7. – pp. 161–168.

201. Huene, R., Culotta, R. Tectonic erosion at the front of the Japan Trench convergent margin // Tectonophysics. – 1989. – Vol. 160. – pp. 75–90.

202. Huene, R., Lallemand, S. Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins // Geological Society of America Bulletin. – 1990. – Vol. 102. – pp. 704–720.

203. Huene, R., Scholl, D. W. Observations at Convergent Margins Concerning Sediment Subduction, Subduction Erosion, and the Growth of Continental Crust // Review of Geophysics. – 1991. – Vol. 29. – pp. 279–316.

204. Husson, L. Trench migration and upper plate strain over a convecting mantle // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2012. – Vol. 212–213. – pp. 32–43.

205. Hussong, D.M., Uyeda, S. Tectonic process and the history of the Mariana Arc: A synthesis of the results of deep sea drilling project leg 60 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. – 1982. – Vol. 60. – pp. 909–929.

206. IHO. Standardization of Undersea Feature Names: Guidelines Proposal form Terminology 4th ed. // International Hydrographic Organization and Intergovernmental Oceanographic Commission, Monaco. – 2008.

207. Ichino, M. C., Clark, M. R., Drazen, J. C., Jamieson, A. J., Jones, D. O. B., Martin, A. P., Rowden, A. A., Shank, T. M., Yancey, P. H., Ruhl, H. A. The distribution of benthic biomass in hadal trenches: A modelling approach to investigate the effect of vertical and lateral organic matter transport to the seafloor // Deep-Sea Research Part I. – 2015. – Vol. 100. – pp. 21–33.

208. Ikari, M.J., Kameda, J., Saffer, D.M., Kopf, A.J. Strength characteristics of Japan Trench borehole samples in the high-slip region of the 2011 Tohoku-Oki earthquake // Earth and Planetary Science Letters. – 2015. – Vol. 412. – pp. 35–41.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

209. Ikehara, K., Kanamatsu, T., Nagahashi, Y., Strasser, M., Fink, H., Usami, K., Irino, T., Wefer, G. Documenting large earthquakes similar to the 2011 Tohoku-oki earthquake from sediments deposited in the Japan Trench over the past 1500 years // Earth and Planetary Science Letters. – 2016. – Vol. 445. – pp. 48–56.

210. Ishizuka, O., Yuasa, M., Tamura, Y., Shukuno, H., Stern, R. J., Naka, J., Joshima, M., Taylor, R. N. Migrating shoshonitic magmatism tracks Izu-Bonin-Mariana intra-oceanic arc rift propagation // Earth and Planetary Science Letters. – 2010. – Vol. 294. – pp. 111–122.

211. Ito, T., Ogawa, Y. Origin of ferro-manganese nodules from the Japan Trench oceanward slope [in Japanese with English abstract] // The Geographical Journal, Tokyo Geographical Society. – 1994. – Vol. 103. – pp. 684–695.

212. Itoh, M., Kawamura, K., Kitahashi, T., Kojima, S., Katagiri, H., Shimanaga, M. Bathymetric patterns of meiofaunal abundance and biomass associated with the Kuril and Ryukyu trenches, western North Pacific Ocean // Deep-Sea Research Part I. – 2011. – Vol. 58. – pp. 86–97.

213. Ishizuka, O., Hickey-Vargas, R., Arculus, R. J., Yogodzinski, G. M., Savov, I. P., Kusano, Y., McCarthy, A., Brandl, P. A., Sudo, M. Age of Izu-Bonin-Mariana arc basement // Earth and Planetary Science Letters. – 2018. – Vol. 481. – pp. 80–90.

214. Jamieson, A. J. A contemporary perspective on hadal science // Deep-Sea Research Part II. – 2018. – Vol. 155. – pp. 4–10.

215. Jamieson, A. J., Fujii, T. Trench Connection // Biology Letters. – 2011. – Vol. 7. – pp. 641–643.

216. Jamieson, A. J., Kilgallen, N. M., Rowden, A. A., Fujii, T., Horton, T., Lörz, A.-N., Kitazawa, K., Priede, I. G. Bait-attending fauna of the Kermadec Trench, SW Pacific Ocean: Evidence for an ecotone across the abyssalhadal transition zone // Deep-Sea Research I. – 2011. – Vol. 58. – pp. 49–62.

217. Jamieson, A. J., Fujii, T., Mayor, D. J., Solan, M., Priede, I. G. Hadal trenches: the ecology of the deepest places on Earth // Trends in Ecology and Evolution. – 2009. – Vol. 25. – pp. 190–197.

218. Janssen, C., Naumann, R., Morales, L., Wirth, R., Rhede, D., Dresen, G. Co-seismic and/or a-seismic microstructures of JFAST 343 core samples from the Japan Trench // Marine Geology. – 2015. – Vol. 362. – pp. 33–42.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

219. Jean-Baptiste, P., Allard, P., Fourré, E., Bani, P., Calabrese, S., Aiuppa, A., Gauthier, P. J., Parello, F., Pelletier, B., Garaebiti, E. Spatial distribution of helium isotopes in volcanic gases and thermal waters along the Vanuatu (New Hebrides) volcanic arc // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2016. – Vol. 322. – pp. 20–29.

220. Jiao, R., Seward, D., Little, T. A., Kohn, B. P. Unroofing of fore-arc ranges along the Hikurangi Margin, New Zealand: Constraints from low-temperature thermochronology // Tectonophysics. – 2015. – Vol. 656. – pp. 39–51.

221. Johnson, R. W. Volcanism in Australasia // A collection papers in honour of the late G. A. M. Taylor, G. C. ed. by R. W. Johnson (Elsevier, Amsterdam,) Chap. Late Cainozoic volcanism and plate tectonics at the southern margin of the Bismarck Sea, Papua New Guinea. – 1976. – pp. 101–116.

222. Judge, A. V., McNutt, M. K. The relationship between plate curvature and elastic plate thickness: a study of the Peru-Chile trench // Journal of Geophysical Research. – 1991. – Vol. 96, N B10, pp. 16625–16639.

223. Kalnins, L. M., Watts, A. B. Spatial variations in effective elastic thickness in the Western Pacific Ocean and their implications for Mesozoic volcanism // Earth and Planetary Science Letters. – 2009. – Vol. 286, N 1. – pp. 89–100.

224. Kamimura, A., Kasahara, J., Shinohara, M., Hino, R., Shiobara, H., Fujie, G., Kanazawa, T. Crustal structure study at the Izu-Bonin subduction zone around 31°N: implications of serpentinized materials along the subduction plate boundary // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2002. – Vol. 132. – pp. 105–129.

225. Kato, M., Jordan, T. H. Seismic structure of the upper mantle beneath the western Philippine Sea // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 1999. – Vol. 110. – pp. 263–283.

226. Karig, D. E. Accreted terranes in the northern part of the Philippine archipelago // Tectonics. – 1983. – Vol. 2. – pp. 211–236.

227. Kay, R. W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 1978. – Vol. 4. – pp. 117–132.

228. Kennett, J. Marine Geology // Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J. – 1982.

229. Khomich, V. G., Boriskina, N. G., Kasatkin, S. A. Geology, magmatism, metallogeny, and geodynamics of the South Kuril Islands // Ore Geology Reviews. – 2019. – Vol. 105. – pp. 151–162.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

230. Kiminami, K., Imaoka, T., Ogura, K., Kawabata, H., Ishizuka, H., Mori, Y. Tectonic implications of Early Miocene OIB magmatism in a near-trench setting: The Outer Zone of SW Japan and the northernmost Ryukyu Islands // Journal of Asian Earth Sciences. – 2017. – Vol. 135. – pp. 291–302.
231. Kirby, S. H., Stein, S., Okal, E. A., Rubie, D. C. Deep earthquakes and metastable phase transformations in subducting oceanic lithosphere // Review of Geophysics. – 1996. – Vol. 34. – pp. 261–306.
232. Kitahashi, T., Jenkins, R. G., Nomaki, H., Shimanaga, M., Fujikura, K., Kojima, S. Effect of the 2011 Tohoku Earthquake on deep-sea meiofaunal assemblages inhabiting the landward slope of the Japan Trench // Marine Geology. – 2014. – Vol. 358. – pp. 128–137.
233. Kizaki, K. Geology and tectonics of the Ryukyu Island // Tectonophysics. – 1986. – Vol. 125. – pp. 193–207.
234. Kitahashi, T., Kawamura, K., Kojima, S., Shimanaga, M. Bathymetric patterns of a and b diversity of harpacticoid copepods at the genus level around the Ryukyu Trench, and turnover diversity between trenches around Japan // Progress in Oceanography. – 2014. – Vol. 123. – pp. 54–63.
235. Klaucke, I., Weinrebe, W., Petersen, C. J., Bowden, D. A. Temporal variability of gas seeps offshore New Zealand: Multi-frequency geoacoustic imaging of the Wairarapa area, Hikurangi margin // Marine Geology. – 2010. – Vol. 272. – pp. 49–58.
236. Klaučo, M., Gregorová, B., Stankov, U., Marković, V., Lemenkova, P. Determination of ecological significance based on geostatistical assessment: a case study from the Slovak Natura 2000 protected area // Open Geosciences. – 2013. – Vol. 5, N 1. – pp. 28–42.
237. Kobayashi, K., Fujioka, K., Fujiwara, T., Iwabuchi, Y., Kitazato, H. Why is the Palau Trench so Deep? Deep-Sea Trench without Plate Convergence // Proc. Japan Acad. – 1997. – Vol. 73, N 6. Ser. B. – pp. 89–94.
238. Kodaira, S., Iwasaki, L. T., Urabe, T., Kanazawa, T., Egloff, F., Makris, J., Shimamura, H. Crustal structure across the middle Ryukyu trench obtained from ocean bottom seismographic data // Tectonophysics. – 1996. – Vol. 263. – pp. 39–60.
239. Krabbenhoeft, A., Bialas, J., Klaucke, I., Crutchley, G. J., Papenberg, C., Netzeband, G. L. Patterns of subsurface fluid-flow at cold seeps: The Hikurangi Margin, offshore New Zealand // Marine and Petroleum Geology. – 2013. – Vol. 39. – pp. 59–73.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

240. Kuhn, G., Hass, C., Kober, M., Petitat, M., Feigl, T., Hillenbrand, C. D., Kruger, S., Forwick, M., Gauger, S., Lemenkova, P. The response of quaternary climatic cycles in the South-East Pacific: development of the opal belt and dynamics behavior of the West Antarctic ice sheet // In: Gohl, K. (ed). Expeditionsprogramm Nr. 75 ANT XXIII/4. – 2006. – pp. 12–13.
241. Kurnosov, V. B., Shevchenko, A. Y. Secondary Minerals in Basalts from the Middle America Trench, Leg 67 // Deep Sea Drilling Project Reports and Publications. – 1982. – Vol. 22. – pp. 551–555.
242. Kurnosov, V. B., Murdmaa, I., Kazakova, V., Mikhina, V., Shevchenko, A. Y. Mineralogy of Sediments from the Middle America Trench (Guatemala Transect) // Deep Sea Drilling Project Reports and Publications. – 1982. – Vol. 67, N 36. – pp. 515–528.
243. Ku, C.-Y., Hsu, S.-K. Crustal structure and deformation at the northern Manila Trench between Taiwan and Luzon islands // Tectonophysics. – 2009. – Vol. 466, N 3–4. – pp. 229–240.
244. Lacey, N. C., Rowden, A. A., Clark, M. R., Kilgallen, N. M., Linley, T. D., Mayor, D. J., Jamieson, A. J. Community structure and diversity of scavenging amphipods from bathyal to hadal depths in three South Pacific Trenches // Deep-Sea Research Part I. – 2016. – Vol. 111. – pp. 121–137.
245. Lacharité, M., Metaxas, A. Hard substrate in the deep ocean: How sediment features influence epibenthic megafauna on the eastern Canadian margin // Deep-Sea Research Part I. – 2017. – Vol. 126. – pp. 50–61.
246. Lallemand, S., Heuret, A., Faccenna, C., Funiciello, F. Subduction dynamics as revealed by trench migration // Tectonics. – 2008. – Vol. 27. – pp. 3014.
247. Lamarche, G., Collot, J.-Y., Wood, R. A., Sosson, M., Sutherland, R., Delteil, J. The Oligocene-Miocene Pacific-Australia plate boundary, south of New Zealand: Evolution from oceanic spreadingto strike-slip faulting // Earth and Planetary Science Letters. – 1997. – Vol. 148. – pp. 129–139.
248. Lamarche, G., Lebrun, J.-F. Transition from strike-slip faulting to oblique subduction: active tectonics at the Puysegur Margin, South New Zealand // Tectonophysics. – 2000. – Vol. 316. – pp. 67–89.
249. Larsen, B. Sediments from the Philippine Trench // Galathea Report. – 1968. – Vol. 9. – pp. 7–21.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

250. Lay, T., Yamazaki, Y., Ammon, C. J., Cheung, K. F., Kanamori, H. The 2011 MW 9.0 off the Pacific coast of Tohoku earthquake: comparison of deep-water tsunami signals with finite-fault rupture model predictions // Earth Planets Space. – 2011. – Vol. 63. – pp. 797–801.
251. Leduc, D., Rowden, A. A. Nematode communities in sediments of the Kermadec Trench, Southwest Pacific Ocean // Deep-Sea Research Part I. – 2018. – Vol. 134. – pp. 23–31.
252. Leduc, D. New species of Thelonema, Metasphaerolaimus, and Monhystrella (Nematoda, Monhysterida) from Kermadec Trench, Southwest Pacific // European Journal of Taxonomy. – 2015. – Vol. 158. – pp. 1–19.
253. Leduc, D., Rowden, A. A., Glud, R. N., Wenzhöfer, F., Kitazato, H., Clark, M. R. Comparison between infaunal communities of the deep floor and edge of the Tonga Trench: possible effects of differences in organic matter supply // Deep-Sea Research Part I Oceanographic Research Papers. – 2016. – Vol. 116. – pp. 264–275.
254. Lee, S.-M. Deformation from the convergence of oceanic lithosphere into Yap trench and its implications for early-stage subduction // Journal of Geodynamics. – 2004. – Vol. 37. – pp. 83–102.
255. Lehu, R., Lallemand, S., Hsu, S.-K., Babonneau, N., Ratzov, G., Lin, A. T., Dezileau, L. Deep-sea sedimentation offshore eastern Taiwan: Facies and processes characterization // Marine Geology. – 2015. – Vol. 369. – pp. 1–18.
256. Lemenkova, P. Factor Analysis by R Programming to Assess Variability Among Environmental Determinants of the Mariana Trench // Turkish Journal of Maritime and Marine Sciences. – 2018. – Vol. 4, N 2. – pp. 146–155. arXiv: 1812. 00989v1 [physics.geo-ph].
257. Lemenkova, P. R scripting libraries for comparative analysis of the correlation methods to identify factors affecting Mariana Trench formation // Journal of Marine Technology and Environment. – 2018. – Vol. 2. – pp. 35–42. arXiv: 1812. 01099 [physics.geo-ph].
258. Lemenkova, P. Hierarchical Cluster Analysis by R language for Pattern Recognition in the Bathymetric Data Frame: a Case Study of the Mariana Trench, Pacific Ocean // Virtual Simulation, Prototyping and Industrial Design. Proc. 5th International Conference. Nov. 14–16, Tambov (ed Krasnyansky, M. N.). – 2018. – Vol. 2, N 5. – pp. 147–152.
259. Lemenkova, P. AWK and GNU Octave Programming Languages Integrated with Generic Mapping Tools for Geomorphological Analysis // GeoScience Engineering. – 2019. – Vol. 65, N 4. – pp. 1–22.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

260. Lemenkova, P. Geomorphological modelling and mapping of the Peru-Chile Trench by GMT // Polish Cartographical Review. – 2019. – Vol. 51, N 4. – pp. 181–194.
261. Lemenkova, P. Automatic Data Processing for Visualising Yap and Palau Trenches by Generic Mapping Tools // Cartographic Letters. – 2019. – Vol. 27, N 2, 72–89.
262. Lemenkova, P. Geophysical Modelling of the Middle America Trench using GMT // Annals of Valahia University of Targoviste. Geographical Series. – 2019. – Vol. 19, N 2. – pp. 73–94.
263. Lemenkova, P. Geospatial Analysis by Python and R: Geomorphology of the Philippine Trench, Pacific Ocean // Electronic Letters on Science and Engineering. – 2019. – Vol. 15, N 3. – pp. 81–94.
264. Lemenkova, P. Calculating slope gradient variations in the submarine landforms by R and Python statistical libraries // MANAS Journal of Engineering. – 2019. – Vol. 7, N 2. – pp. 99–113.
265. Lemenkova, P. Plotting Ternary Diagrams by R Library ggtern for Geological Modelling // Eastern Anatolian Journal of Science. – 2019. – Vol. 5, N 2. – pp. 16–25.
266. Lemenkova, P. Topographic surface modelling using raster grid datasets by GMT: example of the Kuril-Kamchatka Trench, Pacific Ocean // Reports on Geodesy and Geoinformatics. – 2019. – Vol. 108. – pp. 9–22.
267. Lemenkova, P. Generic Mapping Tools and Matplotlib Package of Python for Geospatial Data Analysis in Marine Geology // International Journal of Environment and Geoinformatics. – 2019. – Vol. 6, N 3. – pp. 225–237.
268. Lemenkova, P. GMT Based Comparative Analysis and Geomorphological Mapping of the Kermadec and Tonga Trenches, Southwest Pacific Ocean // Geographia Technica. – 2019. – Vol. 14, N 2. – pp. 39–48.
269. Lemenkova, P. Computing and Plotting Correlograms by Python and R Libraries for Correlation Analysis of the Environmental Data in Marine Geomorphology // Jeomorfolojik Aratrmalar Dergisi / Journal of Geomorphological Researches. – 2019. – Vol. 3. – pp. 1–16.
270. Lemenkova, P. Statistical Analysis of the Mariana Trench Geomorphology Using R Programming Language // Geodesy and Cartography. – 2019. – Vol. 45, N 2. – pp. 57–84.
271. Lemenkova, P. K-means Clustering in R Libraries {cluster} and {factoextra} for Grouping Oceanographic Data // International Journal of Informatics and Applied Mathematics. – 2019. – Vol. 2, N 1. – pp. 1–26.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

272. Lemenkova, P. Testing Linear Regressions by StatsModel Library of Python for Oceanological Data Interpretation // Aquatic Sciences and Engineering. – 2019. – Vol. 34, N 2. – pp. 51–60.
273. Lemenkova, P. Numerical Data Modelling and Classification in Marine Geology by the SPSS Statistics // International Journal of Engineering Technologies. – 2019. – Vol. 5, N 2. – pp. 90–99.
274. Lemenkova, P. Regression Models by Gretl and R Statistical Packages for Data Analysis in Marine Geology // International Journal of Environmental Trends. – 2019. – Vol. 3, N 1. – pp. 39–59.
275. Lemenkova, P. Processing oceanographic data by Python libraries NumPy, SciPy and Pandas // Aquatic Research. – 2019. – Vol. 2, N 2. – pp. 73–91.
276. Lemenkova, P. An Empirical Study of R Applications for Data Analysis in Marine Geology // Marine Science and Technology Bulletin. – 2019. – Vol. 8, N 1. – pp. 1–9.
277. Lemenkova, P. Scatterplot Matrices of the Geomorphic Structure of the Mariana Trench at Four Tectonic Plates (Pacific, Philippine, Mariana and Caroline): a Geostatistical Analysis by R // Problems of Tectonics of Continents and Oceans Proceedings of the 51st Tectonics Meeting. Lomonosov MSU, Faculty of Geology, Jan. 29–Feb. 2, 2019 (ed Degtyarev, K. E.) GEOS, Moscow. – 2019. – Vol. 1. – pp. 347–352.
278. Lemenkova, P. Java and Sumatra Segments of the Sunda Trench: Geomorphology and Geophysical Settings Analysed and Visualized by GMT // Glasnik Srpskog Geografskog Drustva. – 2020. – Vol. 100, N 2. – pp. 1–23.
279. Lemenkova, P. Using R packages ’tmap’, ’raster’ and ’ggmap’ for cartographic visualization: An example of dem-based terrain modelling of Italy, Apennine Peninsula // Zbornik radova – Geografski fakultet Univerziteta u Beogradu. – 2020. – Vol. 68. – pp. 99–116.
280. Lemenkova, P. GRASS GIS for classification of Landsat TM images by maximum likelihood discriminant analysis: Tokyo area, Japan // Geodetski glasnik. – 2020. – Vol. 51. – pp. 5–25.
281. Lemenkova, P. Insights on the Indian Ocean tectonics and geophysics supported by GMT // Risks and Catastrophes Journal. – 2020. – Vol. 27, N 2. – pp. 67–83.
282. Lemenkova, P. Scripting cartographic methods of GMT for mapping the New Britain and San Cristobal trenches, Solomon Sea, Papua New Guinea // Revista da Casa da Geografia de Sobral. – 2020. – Vol. 22, N 3. – pp. 122–142.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

283. Lemenkova, P. Sentinel-2 for High Resolution Mapping of Slope-Based Vegetation Indices Using Machine Learning by SAGA GIS // Transylvanian Review of Systematical and Ecological Research. – 2020. – Vol. 22, N 3. – pp. 17–34.
284. Lemenkova, P. Analysis of the difference in depths and variation in slope steepness of the Sunda Trench, Indonesia, east Indian Ocean // Revista de Geomorfologie. – 2020. – Vol. 22, N 1. – pp. 21–41.
285. Lemenkova, P. Sediment thickness in the Bay of Bengal and Andaman Sea compared with topography and geophysical settings by GMT // Ovidius University Annals Series: Civil Engineering. – 2020. – Vol. 22. – pp. 13–22.
286. Lemenkova, P. GEBCO and ETOPO1 gridded datasets for GMT based cartographic mapping of Hikurangi, Puysegur and Hjort Trenches, New Zealand // Acta Universitatis Lodziensis. Folia Geographica Physica. – 2020. – Vol. 19. – pp. 7–18.
287. Lemenkova, P. GEBCO Gridded Bathymetric Datasets for Mapping Japan Trench Geomorphology by Means of GMT Scripting Toolset // Geodesy and Cartography. – 2020. – Vol. 46, N 3. – pp. 98–112.
288. Lemenkova, P. GRASS GIS Modules for Topographic and Geophysical Analysis of the ETOPO1 DEM and Raster Data: North Fiji Basin, Pacific Ocean // Geographia Napocensis. – 2020. – Vol. 14, N 1. – pp. 27–38.
289. Lemenkova, P. Applying Automatic Mapping Processing by GMT to Bathymetric and Geophysical Data: Cascadia Subduction Zone, Pacific Ocean // Journal of Environmental Geography. – 2020. – Vol. 13, N 3–4. – pp. 15–26.
290. Lemenkova, P. Object Based Image Segmentation Algorithm of SAGA GIS for Detecting Urban Spaces in Yaoundé, Cameroon // Central European Journal of Geography and Sustainable Development. – 2020. – Vol. 2, N 2. – pp. 38–51.
291. Lemenkova, P. Geomorphology of the Puerto Rico Trench and Cayman Trough in the Context of the Geological Evolution of the Caribbean Sea // Annales Universitatis Mariae Curie-Sklodowska, sectio B Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia. – 2020. – Vol. 75. – pp. 115–141.
292. Lemenkova, P. Using GMT for 2D and 3D Modeling of the Ryukyu Trench Topography, Pacific Ocean // Miscellanea Geographica. – 2020. – Vol. 25, N 3. – pp. 1–13.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

293. Lemenkova, P. NOAA Marine Geophysical Data and a GEBCO Grid for the Topographical Analysis of Japanese Archipelago by Means of GRASS GIS and GDAL Library // Geomatics and Environmental Engineering. – 2020. – Vol. 14, N 4. – pp. 25–45.
294. Lemenkova, P. Hyperspectral Vegetation Indices Calculated by Qgis Using Landsat Tm Image: a Case Study of Northern Iceland // Advanced Research in Life Sciences. – 2020. – Vol. 4, N 1. – pp. 70–78.
295. Lemenkova, P. SAGA GIS for information extraction on presence and conditions of vegetation of northern coast of Iceland based on the Landsat TM // Acta Biologica Marisiensis. – 2020. – Vol. 3, N 2. – pp. 10–21.
296. Lemenkova, P. The geomorphology of the Makran Trench in the context of the geological and geophysical settings of the Arabian Sea // Geology, Geophysics and Environment. – 2020. – Vol. 46, N 3. – pp. 205–222.
297. Lemenkova, P. Fractal surfaces of synthetical DEM generated by GRASS GIS module r.surf.fractal from ETOPO1 raster grid // Journal of Geodesy and Geoinformation. – 2020. – Vol. 7, N 2. – pp. 86–102.
298. Lemenkova, P. Python libraries matplotlib, seaborn and pandas for visualization geospatial datasets generated by QGIS // Analele tiinifice ale Universitii "Alexandru Ioan Cuza" din Iasi – seria Geografie. – 2020. – Vol. 64, N 1. – pp. 13–32.
299. Lemenkova, P. Integration of geospatial data for mapping variation of sediment thickness in the North Sea // Scientific Annals of the Danube Delta Institute. – 2020. – Vol. 25. – pp. 129–138.
300. Lemenkova, P. Mapping Beaufort Sea Topography and Geophysical Settings Using High-Resolution Geospatial Data and GMT // Geografické informácie. – 2020. – Vol. 24, N 1. – pp. 4–18.
301. Lemenkova, P. R Libraries {dendextend} and {magrittr} and Clustering Package scipy.cluster of Python For Modelling Diagrams of Dendrogram Trees // Carpathian Journal of Electronic and Computer Engineering. – 2020. – Vol. 13, N 1. – pp. 5–12.
302. Lemenkova, P. Seafloor Mapping of the Atlantic Ocean by GMT: Visualizing Mid-Atlantic Ridge Spreading, Sediment Distribution and Tectonic Development // Acta Geobalcanica. – 2020. – Vol. 6, N 3. – pp. 145–157.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

303. Lemenkova, P. Mapping South China Sea Region by GMT for Marine Geological Analysis and Visualization // Analele Universitii din Oradea, Seria Geografie. – 2020. – Vol. 30, N 1. – pp. 107–121.
304. Lemenkova, P. Variations in the bathymetry and bottom morphology of the Izu-Bonin Trench modelled by GMT // Bulletin of Geography. Physical Geography Series. – 2020. – Vol. 18, N 1. – pp. 41–60.
305. Lemenkova, P. Cartographic Interpretation of the Seafloor Geomorphology Using GMT: a Case Study of the Manila Trench, South China Sea // Aksaray University Journal of Science and Engineering. – 2020. – Vol. 4, N 1. – pp. 1–18.
306. Lemenkova, P. GMT Based Comparative Geomorphological Analysis of the Vityaz and Vanuatu Trenches, Fiji Basin // Geodetski List. – 2020. – Vol. 74, N 1. – pp. 19–39.
307. Lemenkova, P. Visualization of the geophysical settings in the Philippine Sea margins by means of GMT and ISC data // Central European Journal of Geography and Sustainable Development. – 2020. – Vol. 2, N 1. – pp. 5–15.
308. Lemenkova, P. GMT-based geological mapping and assessment of the bathymetric variations of the Kuril-Kamchatka Trench, Pacific Ocean // Natural and Engineering Sciences. – 2020. – Vol. 5, N 1. – pp. 1–17.
309. Lemenkova, P. Data-driven insights into correlation among geophysical setting, topography and seafloor sediments in the Ross Sea, Antarctic // Caderno de Geografia. – 2021. – Vol. 31, N 64. – pp. 1–20.
310. Lemenkova, P. Exploring structured scripting cartographic technique of GMT for ocean seafloor modeling: A case of the East Indian Ocean // Maritime Technology and Research. – 2021. – Vol. 3, N 2, pp. 162–184.
311. Lemenkov, V., Lemenkova, P. Using TeX Markup Language for 3D and 2D Geological Plotting // Foundations of Computing and Decision Sciences. – 2021. – Vol. 46, N 3, pp. 43–69.
312. Lemenkova, P. Geodynamic setting of Scotia Sea and its effects on geomorphology of South Sandwich Trench, Southern Ocean // Polish Polar Research. – 2021. – Vol. 42, N 1, pp. 1–23.
313. Murray, H. W. Profiles of the Aleutian Trench // Bulletin of the Geological Society of America. – 1945. – Vol. 56. – pp. 757–782.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

314. Okino, K., Ohara, Y., Fujiwara, T., Lee, S.-M., Koizumi, K., Nakamura, Y., Wu, S. Tectonics of the southern tip of the Parece Vela Basin, Philippine Sea Plate // Tectonophysics. – 2009. – Vol. 466. – pp. 213–228.
315. Roberts, N. M., Tikoff, B., Davis, J. R., Stetson-Lee, T. The utility of statistical analysis in structural geology // Journal of Structural Geology. – 2018. – Vol. 125. – pp. 64–73.
316. Robison, B. H. Deep pelagic biology // Journal of Experimental Marine Biology and Ecology. – 2004. – Vol. 300. – pp. 253–272.
317. Romankevich, E. A., Vetrov, A. A., Peresypkin, V. I. Organic matter of the World Ocean // Russian Geology and Geophysics. – 2008. – Vol. 50. – pp. 299–307.
318. Ross, D. A. Sediments of the northern Middle America Trench // Geological Society of America Bulletin. – 1971. – Vol. 82. – pp. 303–322.
319. Ross, D. A., Shor, G. G. Reflection profiles across the Middle America Trench // Journal of Geophysical Research Atmospheres. – 1965. – Vol. 70. – pp. 5551–5572.
320. Ruangrassamee, A., Saelem, N. Effect of Tsunamis generated in the Manila Trench on the Gulf of Thailand // Journal of Asian Earth Sciences. – 2009. – Vol. 36. – pp. 56–66.
321. Ruppert, N. A., Lees, J. M., Kozyreva, N. P. Seismicity, earthquakes and structure along the Alaska-Aleutian and Kamchatka-Kurile Subduction Zones: a review // Geophysical Monograph Series. – 2007. – Vol. 172.
322. Ryan, H. F., Huene, R., Wells, R. E., Scholl, D. W., Kirby, S. H., Draut, A. E. History of earthquakes and tsunamis along the eastern Aleutian-Alaska megathrust, with implications for tsunami hazards in the California Continental Borderland // Studies by the U.S. Geological Survey in Alaska (eds Dumoulin, J. A., Dusel-Bacon, C.) U.S. Geological Survey Professional Paper. – 2011. – 1795A.
323. Salah, M. K., Seno, T., Iidaka, T. Seismic anisotropy in the wedge above the Philippine Sea slab beneath Kanto and southwest Japan derived from shear wave splitting // Journal of Asian Earth Sciences. – 2009. – Vol. 34. – pp. 61–75.
324. Samowitz, I. R., Forsyth, D. W. Double seismic zone beneath the Mariana Island arc // Journal of Geophysical Research. – 1981. – Vol. 86. – pp. 7013–7021.
325. Sano, T., Shirao, M., Tani, K., Tsutsumi, Y., Kiyokawa, S., Fujii, T. Progressive enrichment of arc magmas caused by the subduction of seamounts under Nishinoshima volcano, Izu-Bonin

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

Arc, Japan // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2016. – Vol. 319. – pp. 52–65.

326. Sarmiento-Rojas, L. F., Van Wess, J. D., Cloetingh, S. Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: inferences from tectonic models // Journal of South America Earth Science. – 2006. – Vol. 21. – pp. 383–411.

327. Sato, T., Kasahara, J., Katao, H., Tomiyama, N., Mochizuki, K., Koresawa, S. Seismic observations at the Yap Islands and the northern Yap Trench // Tectonophysics. – 1997. – Vol. 271. – pp. 285–294.

328. Sattarova, V. V., Aksentov, K. I. Geochemistry of mercury in surface sediments of the Kuril Basin of the Sea of Okhotsk, Kuril-Kamchatka Trench and adjacent abyssal plain and northwest part of the Bering Sea // Deep-Sea Research Part II. – 2018. – Vol. 154. – pp. 24–31.

329. Savostin, L. A., Zonenshain, L., Baranov, B. V. Geology and plate tectonics of the Sea of Okhotsk, Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian Region // Geodynamics Series AGU. – 1983. – Vol. 11. – pp. 189–221.

330. Schellart, W. P., Lister, G. S., Toy, V. G. A Late Cretaceous and Cenozoic re-construction of the Southwest Pacific region: tectonics controlled by subduction and slab rollback processes // Earth. Rev. – 2006. – Vol. 76. – pp. 191–233.

331. Schellart, W. P. The potential influence of subduction zone polarity on overriding plate deformation, trench migration and slab dip angle // Tectonophysics. – 2007. – Vol. 445. – pp. 363–372.

332. Schellart, W. P. Subduction zone trench migration: Slab driven or overriding-plate-driven? // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2008. – Vol. 170. – pp. 73–88.

333. Schenke, H. W., Lemenkova, P. Zur Frage der Meeresboden-Kartographie: Die Nutzung von AutoTrace Digitizer für die Vektorisierung der Bathymetrischen Daten in der Petschora-See. German // Hydrographische Nachrichten. – 2008. – Vol. 81. – pp. 16–21.

334. Schenke, H. W., Gauger, S., Lemenkova, P. Swath sonar bathymetry during Polarstern cruise ANT-XXIII/4 (PS 69) with links to multibeam raw data files // Dataset. AWI, Bremerhaven, PANGAEA. – 2008.

335. Sdroliasa, M., Roest, W. R., Müller, R. D. An expression of Philippine Sea plate rotation: the Parece Vela and Shikoku Basins // Tectonophysics. – 2004. – Vol. 394. – pp. 69–86.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

336. Senda, R., Shimizu, K., Suzuki, K. Ancient depleted mantle as a source of boninites in the Izu-Bonin-Mariana arc: Evidence from Os isotopes in Cr-spinel and magnetite // Chemical Geology. – 2016. – Vol. 439. – pp. 110–119.
337. Seno, T., Maruyama, S. Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea // Tectonophysics. – 1984. – Vol. 102. – pp. 53–84.
338. Shipboard Scientific Party. Site 500: Middle America Trench Axis // Deep Sea Drilling Project Reports and Publications. – 1982. – Vol. 8. – pp. 315–347.
339. Shipboard Scientific Party. Site 499: Middle America Trench Axis // Deep Sea Drilling Project Reports and Publications. – 1982. – Vol. 7. – pp. 267–314.
340. Smirnov, Y. B., Sugrobov, V. M. Terrestrial heat flow in the Kurile-Kamchatka and Aleutian provinces-III, Assessment of temperature at depth and thickness of the lithosphere // Journal of Volcanology and Seismology. – 1980. – Vol. 2. – pp. 3–18.
341. Smirnov, Y. B., Sugrobov, V. M., Yanovskiy, F. A. The terrestrial heat flow of Kamchatka // Journal of Volcanology and Seismology. – 1992. – Vol. 13. – pp. 181–210.
342. Smith, W. H. F., Sandwell, D. T. Marine gravity field from declassified Geosat and ERS-1 altimetry // Journal of Geophysical Research Atmospheres. – 1997. – Vol. 102, N B5. – pp. 10039–10054.
343. Smith, W. H. F. On the accuracy of digital bathymetric data // Journal of Geophysical Research. – 1993. – Vol. 98. – pp. 9591– 9603.
344. Smith, W. H. F., Sandwell, D. T. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings // Science. – 1997. – Vol. 277 (5334). – pp. 1956–1962.
345. Smith, I. E. M., Price, R. C. The Tonga-Kermadec arc and Havre-Lau back-arc system: their role in the development of tectonic and magmatic models for the western Pacific // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2006. – Vol. 156. – pp. 315–331.
346. Suetova, I.A., Ushakova, L.A., Lemenkova, P. Geoinformation mapping of the Barents and Pechora Seas // Geography and Natural Resources. – 2005. – Vol. 4. – pp. 138–142.
347. Suetova, I., Ushakova, L., Lemenkova, P. Geoecological Mapping of the Barents Sea Using GIS // International Cartographic Conference (ICC). July 9–16, La Coruna, Spain. – 2005.
348. Weissel, J. K., Anderson, R. N. Is there a Caroline plate? // Earth Planetary Science Letters. – 1978. – Vol. 41. – pp. 143–158.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359

349. Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J. F., Wobbe, F. The Generic Mapping Tools. GMT Man Pages. Release 5.4.5 // Computer software manual. U.S.A. – 2019.

350. Wessel, P., Smith, W. H. F. Free software helps map and display data // EOS Transactions of the American Geophysical Union. – 1991. – Vol. 72, N 41. – pp. 441.

351. Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J. F., Wobbe, F. Generic mapping tools: Improved version released // EOS Transactions of the American Geophysical Union. – 2013. – Vol. 94, N 45. – pp. 409–410.

Electronic copy available at: https://ssrn.com/abstract=3858359