



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное автономное образовательное учреждение
высшего образования

«Дальневосточный федеральный университет»

ИНЖЕНЕРНАЯ ШКОЛА

Кафедра геологии, геофизики и геоэкологии

КУЗЬМИН ВАЛЕРИЙ МИХАЙЛОВИЧ

Геолого-петрофизические характеристики гранитоидных массивов юго-западного Приморья (на примере массивов полуострова Гамова и острова Русского)

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

**по образовательной программе подготовки бакалавров
по направлению 05.03.01 "Геология"**

г. Владивосток

2018 г.

Автор работы В.М. Кузьмин

[Подпись] подпись

« 27 » июня 2018 г.

Консультант по геологической части

[Подпись] В.В. Шевцов
(подпись) (ФИО)

« _____ » _____ 201_ г.

Руководитель ВКР ст. преподаватель
(должность, ученое звание)

[Подпись] (Залищак В. Б.)
(подпись) (ФИО)

« _____ » июня 2018 г.

Нормоконтроль [Подпись]
(подпись) (ФИО)

« _____ » _____ 201_ г.

Защищена в ГАК с оценкой)

Хорошо - _____

Секретарь [Подпись] Капурова Н.А.
(подпись) (ФИО)

« 28 » июня 2018 г.

«Допустить к защите»

Зав. кафедрой геологии, геофизики и геоэкологии

[Подпись] профессор, к.г.-м.н. А.В. Зиньков
(подпись) (ФИО)

« 28 » 06 2018 г.

Сведения содержащих
гос. тайну нет
Эксперт по направлению
Геология А.В. Зиньков
[Подпись]

УТВЕРЖДАЮ
Директор Инженерной школы

[Подпись] / _____ /
Подпись Ф.И.О.

« _____ » _____ 201_ г.

В материалах данной выпускной квалификационной работы не содержатся сведения, составляющие государственную тайну, и сведения, подлежащие экспортному контролю.

Уполномоченный по экспортному контролю

Зиньков А.В. / [Подпись] / «20» 07 2018 г.
Ф.И.О. Подпись



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ

«ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

ИНЖЕНЕРНАЯ ШКОЛА

Кафедра геологии, геофизики и геоэкологии

ОТЗЫВ РУКОВОДИТЕЛЯ ВКР

на выпускную квалификационную работу (ВКР) бакалавра студента группы Б3401 Инженерной школы ДВФУ **Кузьмина Валерия Михайловича** на тему: «Геолого-петрофизические характеристики гранитоидных массивов юго-западного Приморья (на примере массивов полуострова Гамова и острова Русского)», подготовленную по направлению 05.03.01 – «Геология», профилю «Геология».

Руководитель ВКР: ст. преподаватель В.Б. Залищак.

Дата защиты ВКР: 28 июня 2018 г.

ВКР состоит из пояснительной записки на 82-х страницах и 4-х графических приложений.

В первых главах автор достаточно подробно описывает стратиграфию, магматизм и тектонику района исследований. В стратиграфическом отношении в районе развиты горные породы перми, триаса и мела. Магматическим породам в работе уделено особое внимание, так как они являются объектом исследований в специальной части ВКР. Они представлены гамовским тоналит-гранитным и седанкинским гранодиорит-гранитным комплексами поздней перми, а также гвоздевским гранит-лейкогранитным комплексом ранней юры.

В специальной части автор проводит сравнительный анализ петрографических и петрофизических характеристик гранитоидных массивов полуострова Гамова и острова Русского. Исследованию подвергались такие физические свойства горных пород, как плотность и магнитная восприимчивость. Построены гистограммы и точечные диаграммы распределения этих свойств; сделаны выводы о связи плотности и магнитной восприимчивости как между собой, так и в зависимости от минерального состава гранитоидов. Следует отметить, что автор принимал непосредственное участие в измерении физических свойств горных пород на приборах во время прохождения производственной практики в ТОИ ДВО РАН. Выводы, сделанные по результатам исследований в специальной части работы, укладываются в общие закономерности изменения плотности и магнитной восприимчивости в зависимости от степени основности магматических пород и возражений не вызывают. Результаты этих исследований в дальнейшем могут быть использованы при применении геофизических методов (особенно магниторазведки) для изучения гранитоидных интрузий Юго-западного Приморья и, в частности, о. Русского.

Относительным недостатком работы можно считать отсутствие количественных оценок корреляционных связей между плотностью и магнитной восприимчивостью, что, впрочем, учитывая сложность этих связей в данном случае, потребовало бы значительного увеличения объема работы.

Графические приложения и пояснительная записка оформлены в соответствии с требованиями.

При подготовке ВКР были использованы сведения, опубликованные в открытой печати.

Проверка на плагиат в системе «Антиплагиат» показала 78 % оригинальности текста, что соответствует требованиям.

В процессе подготовки ВКР студент В.М. Кузьмин показал хорошие знания в области геологии, высокую дисциплинированность, творческий подход к работе.

В целом работа заслуживает оценки «ОТЛИЧНО», а Кузьмин В.М. - присвоения квалификации «бакалавр».

27 июня 2018 г.

Руководитель ВКР: старший преподаватель кафедры геологии, геофизики и геоэкологии ИШ ДВФУ



Залищак В. Б.

Реферат

Выпускная квалификационная работа подготовлена по материалам преддипломной практики, которую автор проходил в ТОИ ДВО РАН, а также по фондовым материалам. В работе рассматриваются геолого-петрофизические характеристики гранитоидных массивов юго-западного Приморья (на примере массивов полуострова Гамова и острова Русского).

В стратиграфическом отношении район работ представлен поспеловской свитой, решетниковской свитой, нерасчленённой решетниковской свитой, владивостокской свитой и триасовыми отложениями.

Интрузивный магматизм представлен суловским перидотит-габбровым комплексом, базальт-андезит-риолитовым субвулканическим владивостокским комплексом, габбро-диабазовым Муравьёвским комплексом, тоналит-гранитным гамовским комплексом, седанкимнским гранитным комплексом и гвоздевским гранит-лейкогранитным комплексом.

Специальная часть посвящена петрофизическим характеристикам гранитоидов полуострова Гамова и острова Русский.

Общий объем пояснительной записки - 82 листов, количество графических приложений - 4. Список использованной литературы содержит 39 наименований.

Оглавление

Реферат	1
Введение	3
1. Общая часть	5
1.1. Географическое положение района исследований	5
1.2. История геологических исследований в регионе	6
1.3. История геофизических исследований в регионе	7
2. Геологическая часть	10
2.1. Геологическое строение региона	10
2.1.1. Стратиграфия	10
2.1.2. Магматизм	16
2.1.3. Тектоника	30
2.2. Геолого-петрографические характеристики магматических комплексов полуострова Гамова и острова Русский	35
2.2.1. Петрографическая характеристика пород гамовского тоналит- гранитного комплекса поздней перми	35
2.2.2. Петрографическая характеристика пород седанкинского гранодиорит- гранитного комплекса поздней перми	41
2.2.3. Петрографическая характеристика пород гвоздевского гранит- лейкогранитного комплекса ранней юры	45
3. Специальная часть	48
3.1. Методика петрофизических исследований	48
3.2. Петрофизические характеристики гранитоидов полуострова Гамова и острова Русский	64
3.2.1. Петрофизические характеристики магматических комплексов полуострова Гамова	64
3.2.2. Петрофизические характеристики магматических комплексов острова Русский	69
Заключение	73
Список литературы	76

Введение

Лаборатория гравиметрии (ТОИ ДВО РАН), как и весь отдел геологии и геофизики в целом, с начала 2000-х годов занимается изучением зоны сочленения морских структур котловины Японского моря с континентальными геологическими сооружениями юго-западного Приморья.

Целью указанных работ является изучение возможных структурно-вещественных изменений в зоне перехода континент-океан.

Для корректной интерпретации геофизических полей в указанной зоне необходимо знание физических свойств известных геологических комплексов. Изучение физических свойств является предметом петрофизики, поэтому на базе лаборатории гравиметрии был создан петрофизический сектор, который занимался не только обобщением петрофизических характеристик различных геологических комплексов Приморья, но также более детальными исследованиями домезозойских гранитоидных комплексов.

В результате геологического доизучения территории [26] были выявлены гранитоиды раннеюрского возраста, в том числе и в районе полуострова Гамова. Коллективом ученых ТОИ ДВО РАН предпринята попытка дифференцировать позднепермские и раннеюрские гранитоиды по физическим свойствам. Для этого была собрана представительная коллекция образцов в 2010 году и измерены их физические свойства, а также изготовлены и изучены шлифы. Результаты этих работ лежат в основе в первой части данной работы.

В 2003 г. ТОИ ДВО РАН одновременно с активными геофизическими работами на акватории залива Петра Великого начал детальные геологические и геофизические исследования на о-ве Попова, одной из задач которых была увязка результатов морских и наземных геолого-геофизических исследований для создания единой структурно-тектонической схемы зоны сочленения геологических структур Сихотэ-Алиня с котловиной Японского моря.

Параллельно с геофизическими исследованиями выполнялось детальное геологическое изучение острова – вначале А.А. Гавриловым и В.В. Лепешко [11,

31], а с 2005г. – В.Т. Съединым и Л.А. Изосовым [16, 17, 20]. В результате этих работ были построены геологическая карта-схема, а также карта геологических формаций масштаба 1:50000 и схематическая космофотогеологическая карта масштаба 1:10000 [20]. Полученные новые данные существенно дополняют ранее составленные геологические карты.

В процессе геологических работ была собрана представительная коллекция образцов магматических пород для изучения их физических свойств.

В 2015-2016 гг. продолжились работы по геолого-петрофизическому изучению островов. Построенный мост способствовал отбору образцов на острове Русский. В данный момент рождается много вопросов и о происхождении гранитоидов и даже об их возрасте и один петрофизический анализ не может дать на них ответы, а геологические исследования продолжаются. Во второй части работы будут представлены данные по магматическим комплексам острова Русский и произведен сравнительный анализ с гранитоидными комплексами полуострова Гамова.

1. Общая часть

1.1. Географическое положение района исследований

Площадь работ располагается на территории листов К – 52 – XII, XVIII, по административному делению территория входит в состав Хасанского, Владивостокского и Надеждинского районов Приморского края РФ (рисунок 1.1.). Общая площадь листов 8237 км², в том числе 2690 км² занимает суша и 5547 км² занимает акватория [26].

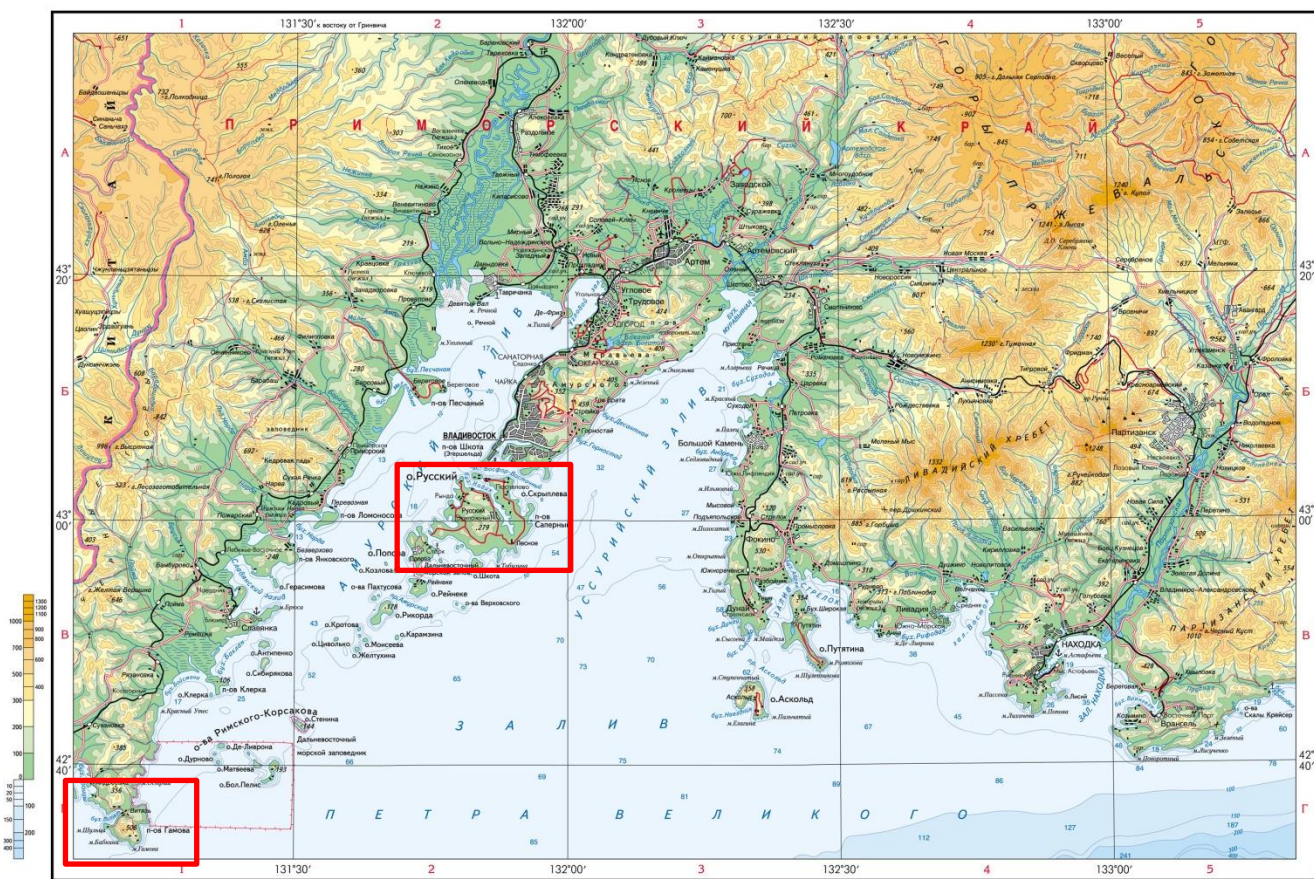


Рисунок 1.1. Обзорная карта Южного Приморья

1.2. История геологических исследований в регионе

В XIX веке началось геологическое изучение района, что подробно изложено в ряде работ. Геологическое изучение Южного Приморья проводилось геологическими съёмками масштаба 1:200000 и 1:50000 с начала 50-х годов XX в. Схемы стратиграфии, которые существовали до этого, были дополнены с учётом всех существовавших ранее при издании ГГК масштаба 1:200 000 листов К-52-ХII, ХVII первого издания. Позже проводились геологосъёмочные работы масштаба 1:25000 – 1:50000 (А. А. Асипов и др., 1960 г., трапеции К-52-36-А, Б, частично К-52-24-В; А.И. Бурдэ и др., 1961 г., трапеции К-52-36-Б-г, 36-Г-а,б,в,г; К-53-25-В-а; В.М. Чмырев и др., 1965 г., трапеции К-52-47-А,Б; А.А. Вржосек, 1968 г., листы К-52-35-А,Б,В,Г, 36-В). Выше перечисленными авторами были предоставлены обоснованные стратиграфические схемы: верхнепермских, триасовых, меловых и палеогеновых образований, даны рекомендации для выполнения поисковых работ на различные полезные ископаемые. Составлены тематические отчёты по всем материалам по геологии листов К-52-ХII, ХVIII [36, 37]. Геологическое доизучение Владивостокского промышленного района производилось Мельниковым Н.Г [39]. Им были предположены широко развитые кайнозойские тектонические покровы. Также были сделаны карты полуострова Гамова (рисунок 1.2.) и острова Русский (рисунок 1.3.) [26].

В данном районе с шестидесятых по девяностые годы проводились обширные литолого-биостратиграфические изучения пермских, триасовых, меловых, палеоген-неогеновых и четвертичных отложений [26, 37].

В связи с развитием промышленности и строительства в послевоенные годы возросла потребность в разных видах нерудного сырья. В разы увеличился объём поисковых и разведочных работ на строительный камень, были подробно разведаны и переданы в эксплуатацию месторождение строительного камня Первореченское и Зарубинские месторождения диоритов [35]. Из-за потребности края в облицовочных камнях были проведены поиски, в результате которых были открыты: Одноречьянское месторождение амфиболитов, Черногорское месторождение

горнблендитов, проявление Алеутского и Сухановских гранодиоритов. Последние представляли более высокую ценность за блочность и декоративные свойства. Вблизи населённых пунктов из многочисленных мелких карьеров добывались общераспространённые полезные ископаемые, такие как гравий, кирпичная глина и песок. В свете последних десятилетий лицензирования карьерного хозяйства дорожных служб, были разведаны участки под карьеры щебня и дресвы вдоль трассы Раздольное – Хасан. Также завершились работы по оценки загрязнения окружающей среды Владивостокского промышленного района [39] Центральной геохимической партией. Созданы карты техногенных аномалий тяжёлых металлов и элементов, пагубно влияющих на человека и окружающий животный и растительный мир, послужившие основанием для создания природоохранных мер. А.П. Думинский провёл инженерно-геологические и гидрогеологические исследования, результаты которые позволили получить новые данные о геологии четвертичных отложений и запасах подземных вод [26].

1.3. История геофизических исследований в регионе

На территории проводилось геофизическое изучение. Гравиметрической съёмкой масштаба 1:200000 покрыта суша на 95%. Гравиметрической съёмкой масштаба 1:1000000 покрыта южная часть полуострова Муравьёва-Амурского (Клюев, 1964г.), также и акватория залива Петра Великого [4]. Вся площадь (за исключением приграничной полосы с Китаем) покрыта аэромагнитной и аэрогаммаспектрометрической съёмками масштабов 1:25000 – 1:50000 и гидромагниторазведкой масштабов 1:200000 – 1:250000 [38]. Глубинное сейсмическое зондирование по профилю Зарубино – Кировский было произведено СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. Региональное геофизическое исследование территории листов дважды входило в состав площадей, по которым выполнялось обобщение. С 1966 по 1970 годы были проведены сейсморазведочные работы корреляционным методом преломленных волн для оконтуривания кайнозойских угленосных депрессий, определения мощностей отложений и изучения морфологии [33]. На

Амбинском бурогольном месторождение в 90-е годы проводились комплексные геолого-геофизические работы, в результате которых была оконтурена Амбинская депрессия, изучено её внутреннее строение и определена глубина до фундамента [26].

Геохимические исследования территории проводились М.И. Яловцевым (донное опробование водотоков), Н.Е. Грищенко (металлометрия масштаба 1:10000), И.В. Мишкиной (поиски золота в черносланцевых толщах), Т.В. Ротанковой (металлометрия масштаба 1:50 000). Эколого-геохимические исследования проводились Б.В. Цоем и О.Г. Старовым. В стадии завершения работы С.А. Шлыкова (на территории к западу от Амурского залива, масштаба 1:200 000) [26].

Геологическая карта-схема п-ова Гамова с точками отбора образцов

Фрагмент государственной геологической карты м-ба 1:200 000
(листы К-52-ХII, К-52-ХVIII, Кутуб-Заде и др., 2002)

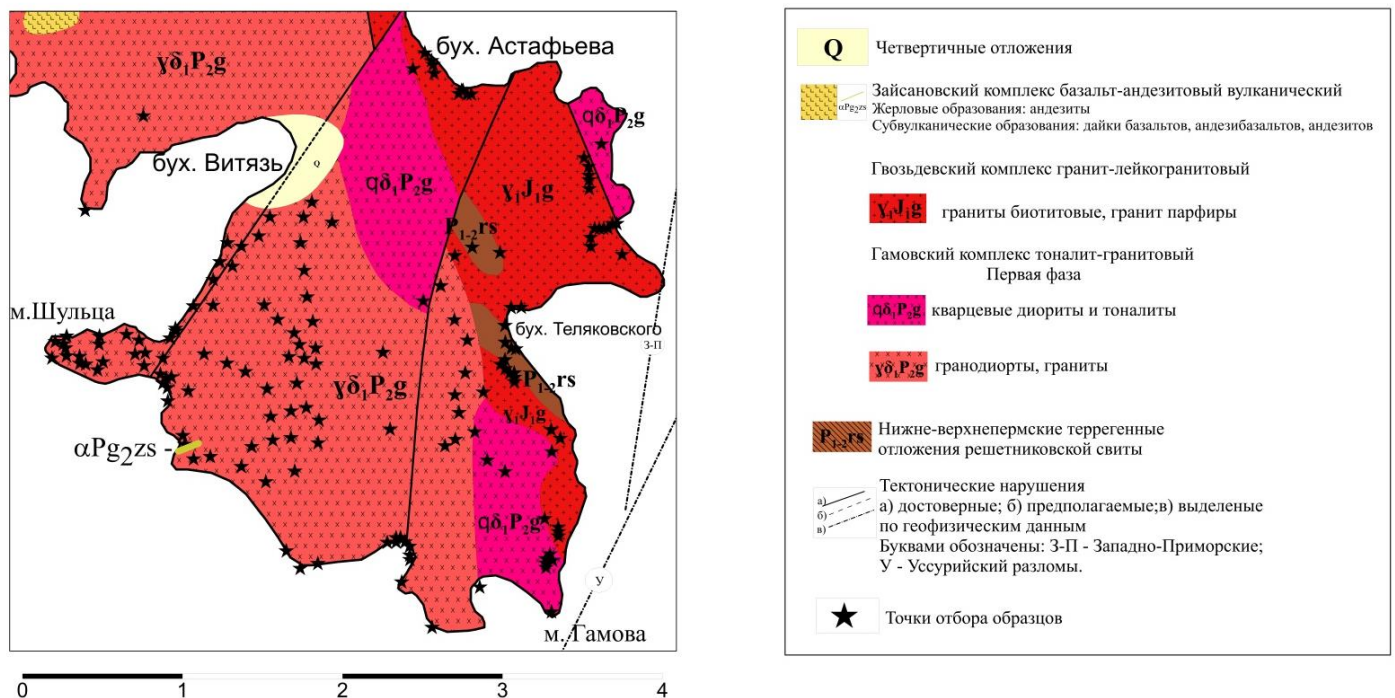


Рисунок 1.2. Геологическая карта-схема полуострова Гамова

Геологическая карта-схема острова Русского с точками отбора образцов

Фрагмент государственной геологической карты м-ба 1:200 000
(листы К-52-ХІІ, К-52-ХVІІІ, Кутуб-Заде и др., 2002)

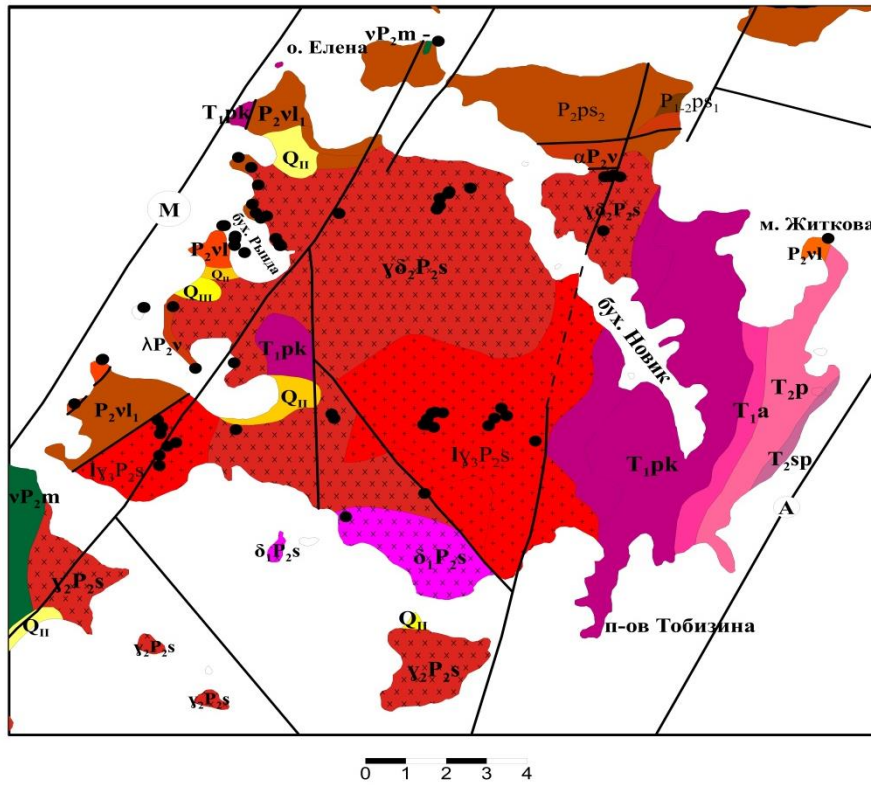


Рисунок 1.3. Геологическая карта-схема острова Русский

2. Геологическая часть

2.1. Геологическое строение региона

2.1.1. Стратиграфия

Палеозойская группа. Пермская система

В 1958 году была выделена Васильевым Б.И. поспеловская свита. Находится она на Русском острове и в южной части полуострова Муравьёва-Амурского. Рядом характерных черт обладают породы свиты, резко отличающих их от других образований района: в разрезе свиты преобладают песчаники, а среди последних аркозовые разности, многочисленные знаки волновой ряби ярко выраженной косо́й слоистости прибрежно-морского и эолового типа, иногда с грубой ритмичностью, в алевролитах обилие следов илоедов, наличие своеобразных органических остатков спирофитонов; комплекс характерный органических остатков, богатый флорой, как в количестве, так и в качестве и в тоже время бедный однообразной фауной пластинчатожаберных моллюсков. Свита расчленяется на две подсвиты по литологическому составу: на существенно алевролитовую нижнюю и преимущественно песчаниковую верхнюю. На полуострове Муравьёва-Амурского подошва поспеловской подсвиты неизвестна. Владивостокской свитой перекрывается согласно. Переход постепенный через пачку переслаивания песчаников, туфов и лав андезитов мощностью в первый десяток метров (Русский остров, юго-западный берег бухты Новик). Конгломераты мощностью около одного метра наблюдаются реже, в основании владивостокской свиты [26].

Подсвита нижнепоспеловская (P_{1-2ps1}) обнажается южнее мыса Новосильского (северо-восточная часть Русского острова) и севернее мыса Басаргина имеет ограниченное распространение. Тонкими переслаиваниями алевролитов, аргиллитов, углистых сланцев и песчаников представлен её разрез,

мощность составляет 106,7 метров, с остатками флоры и фауны. К югу от бухты Тихой обнажается аналогичный разрез мощностью до 300 метров. От 100 до 300 метров мощность нижней подсвиты [26].

Подсвита верхнепоспеловская (P_2ps_2) на севере Русского острова и юго-восточной половине полуострова Муравьева-Амурского распространена очень широко. Она сложена песчаниками с редкими прослоями алевролитов преимущественно. Прослои андезитов изредка отмечены в верхней части. На Русском острове наблюдается наиболее полный её разрез, где она слагает северо-западную часть полуострова Сапёрного и район посёлка Подножье. Пласты песчаников различной зернистости обнажаются на полуострове Сапёрном (к западу от Канала) на северном берегу на расстоянии 1,5 километра, падая под углами 35 – 60° на запад, моноклинально наклонные, общей мощностью 1180 метров, выше которых залегают туфы андезитов владивостокской свиты [26].

Решетниковская свита ($P_1 - 2 rs$) выделена в 1959 году Органовой М.Н. и Криволуцким Н.М., у села Решетниково, ключ Могильный, и является возрастным аналогом поспеловской свиты. На отдельных участках вдоль границы с Китаем в пределах Пограничной подзоны [23] выделена решетниковская свита в Юго-Западном Приморье. В меньшей степени континентальными песчано-сланцевыми прибрежно-морскими отложениями представлена свита, характеризующиеся плохой сортировкой терригенного материала, углистостью, наличием текстур взмучивания. На казачкинской свите (ручей Артиллерийский) свита залегает согласно. В 1965 году Чмырёвым В.М. был установлен факт согласного налегания на эти отложения владивостокской свиты (?) (водораздел реки Нарва и ручья Верхний). Решетниковская свита разделена на две подсвиты по литологическому составу и палеонтологической охарактеризованности. Преимущественно туфогенными песчаниками сложена нижняя подсвита. Алевролитами, углистыми аргиллитами, и изредка туфогенными породами характеризуется верхняя подсвита. К кровле последнего слоя песчаников приурочена граница подсвит. В верховьях реки Барабашевки и в бассейне реки Падь Арестантская изучены наиболее полные разрезы свиты [26].

Нерасчленённая решетниковская свита ($P_1 - 2r\delta$) к югу от долины реки Рязановка в полях интрузий гамовского и гвоздевского комплексов выделена в юго-западной части листа. Свита представлена сильно метаморфизованными породами, в основном алевролитами, аргиллитами, в небольших объёмах песчаниками, редко конгломератами, туфопесчаниками. Большой частью алевролиты и аргиллиты превращены в хистолитовые роговики; интенсивно перекристаллизованы грубообломочные породы. К югу от бухты Бойсмана разрез свиты в береговых обнажениях сложен переслаивающимися ороговикованными алевролитами и песчаниками, с общей мощностью 1140 метров, с фауной пелеципод. Нерасчленённые отложения общей мощностью 1200 – 1700 метров [26].

На основании флористических данных, возраст решетниковской свиты определяется как болорский-кубергандский ярус нижне-верхней перми [26].

Мургабский ярус. На полуострове Муравьева-Амурского (Муравьевская подзона [23]) широко развита Владивостокская свита (P_2vI). В верховьях реки Поймы (Пограничная подзона [23]) наблюдается небольшой её по площади выход. Свита сложена лавами, реже туфами среднего, основного и кислого состава, туфогенно-терригенными и терригенными образованиями. Свита залегает согласно на песчаниках и алевролитах поспеловской свиты в стратотипической местности города Владивостока. За нижнюю границу владивостокской свиты здесь принимают подошву слоя туфобрекчий андезитов в районе юго-западного побережья бухты Новик Русского острова, или метрового прослоя конгломератов в основании толщи туфобрекчий андезитов в бухте Рында Русского острова [34], либо подошву андезитов (контакт в районе улицы Ладыгина). С туфов андезитов (водораздел рек Пойма – Первая Школьная) начинается разрез владивостокской свиты на западном побережье Амурского залива, либо переслаиванием основных и средних эффузивов и их туфов, с редкими прослоями терригенных пород (бассейна рек Нарва и Кедровки). Свита перекрывается согласно отложениями барабашской свиты. Владивостокская свита подразделяется на две подсвиты по литологическому составу: сложенную лавами, туфами и туфобрекчиями среднего и основного состава нижнюю и образованная кислыми эффузивами и их туфами, пачками вулканогенно-

терригенных пород, с редкими прослоями эффузивов основного и среднего состава, верхнюю. На северо-восточном берегу полуострова Бабкина в трёх километрах западнее посёлка Подножье обнажён контакт с подстилающей поспеловской свитой, описанный Бураго В.И., где пачками туфоалевролитов, туфами андезитов, углистыми сланцами, гиалокластитам с флорой поспеловской свиты представлена переходная пачка пород между поспеловской и владивостокской свитой. Выше залегают туфобрекчии андезитов, подошва которых принята за границу владивостокской и поспеловской свит [26].

В Муравьевкой подзоне [23], в городе Владивостоке и на Русском острове наиболее полно изучена нижняя подсвита (P_2vl_1). Согласно залегают андезиты и их туфы на толще переслаивания песчаников и алевролитов поспеловской свиты на правом берегу реки Первая Речка, которые сменяются к верхам риолитами и их туфами и туфобрекчиями, туфогенными песчаниками, алевролитами мощностью 474 метра [26].

В береговых обнажениях на туфоалевролитах поспеловской свиты на северо-восточном берегу полуострова Бабкина (остров Русский) согласно залегают туфобрекчии среднего состава, их туфы и туффиты, лавобрекчии, андезибазальты, туфы и туфолавы дацитов, риолитов, туфы пелитовые кремнистые общей мощностью 374 метра. В туфах хорошей сохранности флора. Мощность подсвиты составляет 400 – 480 метров [26].

Только нижняя подсвита выделяется на Русском острове, которая перекрывается здесь базальными конгломератами нижнего триаса. Мощность нижней подсвиты, описанной выше, составляет 374 метра на побережье полуострова Бабкина. Нижняя часть разреза охарактеризована здесь растительными остатками: *Prinadaeopteris sphenopteroides* Bur., *P. Venusta* (Radcz.) Radcz., *Pecopteris* sp., *Glossopteris* aff. *Tunguskana* (Neub.) Zimina, *Callipteris adsvensis* Zal., *C. ex gr. Zeitleri* Zal., *Comia latifolia* Tchal., *Cordaites* sp., *Rufloria* sp., *Tomi* sp. nov. (сборы и определения В.И. Бураго). Мургабские мшанки собраны там же в линзах известняков: *Fistulamina mica* Kiseleva, *Dyscntella tenuirama* Crockford, *Fistulipora* ex

gr. Tchukensis Romantchuk, Altemifenestella ex gr. markini, Girtyporina ex gr. applicata (определения Л.М. Попеко). Возраст подбиты определяется как мургабский [26].

Мезозойская группа

Образованиями триасовой и меловой систем представлены отложения мезозойской группы, которые залегают несогласно на породах верхнего палеозоя. Сравнительно небольшая мощность, мелководный характер осадков и обилие органических остатков является их характерной чертой [26].

Триасовая система

Триасовые отложения широко распространены на площади листа и представлены всеми тремя отделами. На Русском острове, в западной части полуострова Муравьева-Амурского и на западном побережье Амурского залива (между мысами Атласова и Угольным) обнажаются морские отложения нижнего и среднего триаса. Чередованием прибрежно-морских и наземно-пресноводных угольных отложений представлены верхнетриасовые отложения. Наземно-пресноводные отложения охарактеризованы остатками растений и содержат пласты каменного угля промышленной значимости [26].

Нижний отдел. С базальных конгломератов начинается разрез нижнетриасовых отложений, залегающих трансгрессивно и несогласно на осадочно-вулканогенных и магматических породах поздней перми, и заканчивается индским и оленёкским ярусами, представленными толщами алевролитов или песчаников, залегающими согласно [26].

Нижняя часть оленёкского яруса – это индский. На Русском острове, в западной части полуострова Муравьева-Амурского и на западном берегу Амурского залива (мыс Атласова) распространена толща песчаников и конгломератов (Т_{1рк}). Толща сложена конгломератами и песчаниками, которые согласно перекрыты алевролитами и песчаниками верхней части оленёкского яруса [26].

Общая мощность толщи 240 – 300 метров. Фауна амmonoидей определяет возраст толщи, собранной по всему разрезу, как индский (нижняя часть оленёкского яруса) [26].

Песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами и, реже, известняками в основном представлены породы нижнего триаса. Породы нижнего триаса на аэрофотоснимках не выделяются. Развитый над ним рельеф не отличается от рельефа, развитого над породами палеозоя и среднего-верхнего триаса. Нижний триас в геофизических полях так же не выделяется. Слабо выражается нижний триас в радиометрическом поле. Содержания тория, калия и урана понижены, радиоактивность пород фоновая 1,5 – 2 микрорентген в час [26].

Средний отдел. Анизийским и ладинским ярусами представлены отложения среднего отдела триасовой системы, образующими на Русском острове, полуострове Муравьева-Амурского (мыс Басаргина, Вторая Речка) небольшие по площади выходы. Толщей песчаников представлен анизийский ярус, спутниковской свитой ладинский. Отложения нижнего триаса согласно перекрывают породы анизийского яруса, и они в свою очередь, согласно перекрыты вышележащей спутниковской свитой ладинского яруса [26].

Анизийский ярус. Толща песчаников (Т_{2р}). На Русском острове Захаровым Ю.Д. описаны наиболее полные разрезы толщи. Мощность толщи принимается равной 50 – 210 метров. Отложения сложены песчаниками, алевролитами. Полимиктовым и граувакковым разностям принадлежат песчаники нижней части разреза, состоящие из обломков пород на 45 – 50 %, до 35% кварца, 15 – 30 % полевых шпатов, биотит, мусковит, хлорит отмечаются в единичных зёрнах. Кварцитами, эффузивами, аргиллитами, карбонатами и яшмовидными породами представлены обломки пород. Олигоклазом, олигоклаз-андезином, реже ортоклазом представлены ПШ. Цемент, как правило, глинистый, глинисто-хлоритовый, реже известково-хлоритовый и кальцитовый. Верхнюю часть разреза составляют аркозовые песчаники. Состоят они из кварца (40 – 70 %) и ПШ (30 – 50 %), причём ортоклаз и микроклин преобладает среди ПШ. Редко встречаются обломки пород плагиоклазов. Цемент песчаников типа соприкосновения или выполнения, по составу кварцево-слюдистый.

Алевролиты микроскопически отличаются тем, что приблизительно в равных количествах присутствуют обломки пород, ПШ и кварца. Породы анизийского яруса на аэрофотоснимках не выделяются [26].

Достаточно надёжно определяется анизийский возраст вышеописанных отложений за счёт окаменелостей, обнаруженных в них, и их положение в разрезе стратифицированных образований района [26].

Ладинский ярус. Спутниковская свита (T_{2sp}). Узкое локальное распространение имеют отложения ладинского яруса, и они расположены на западном побережье Амурского залива, где между мысом Атласова на юге и мысом Угольным на севере они протягиваются узкой полосой и на юго-восточном побережье Русского острова. По составу это аркозовые и кварцевые песчаники, алевролиты и аргиллиты с общей мощностью 350 – 500 метров [26].

Свита на аэрофотоснимках не выделяется. Над породами спутниковской свиты слабоотрицательное, безаномальное магнитное поле, слабо повышенная радиоактивность от 2,3 до 3 микрорентген в час, содержание радиоактивных элементов: тория – $6 \cdot 10^{-4}\%$, урана – $3 \cdot 10^{-4}\%$, калия – 2 – 2,5 % [26].

2.1.2. Магматизм

Позднерифейские интрузивные образования. Суловский перидотит-габбровый комплекс (σ-v, v, vR_{3s}?). На левобережье реки Гладкой мелкие массивы гипербазитов и габбро отнесены к суловскому комплексу, который выделен на смежной площади вдоль восточной рамки листа К – 52 - XI. Расположены они на западном крыле Зарубинской антиклинали, сложенной отложениями решетниковской свиты и выходящей в зоне нарушения субмеридионального простирания в тектонических нарушениях, оперяющих Кубанский разлом. В этой полосе закартировано три небольших блока серпентинитов и несколько таких же тел габброидов, от долины реки Гладкой и до побережья бухты Алеут, приуроченных к области контакта гранитов гвоздевского комплекса с решетниковской свитой, или сохранившихся в гранитах в виде ксенолитов. Самый крупный тектонический блок

(размером 250 на 300 метров) располагается непосредственно на контакте с терригенными отложениями гранитов и оконтурен амфиболизированными апоперидотитами серпентинитами по периферии со стороны гранитов и блоками роговообманковых габбро. Ороговикованные габбро преобладают ближе к побережью бух. Алеут в ксенолитах, не часто содержащих жилы габбро-пегматитов. Магнитное поле над блоками серпентинитов интенсивное (до 2600 нТл), положительное. Из-за маленьких размеров они практически не улавливаются на общем фоне в гравиметрическом поле [26].

Слагающие суловский комплекс породы ороговикованы в результате воздействия гранитов и в разной степени амфиболизированы. Пироксен-роговообманковые роговики изменены непосредственно на контактах с последними. В реакционные монцитонитоидные разновидности с клинопироксеном преобразуются граниты в приконтактных зонах. На принадлежность данных пород базит-гипербазитового ряда к толеитовой серии указывают данные о минеральном и химическом составе пород. Условно произведено отнесение этих интрузивных массивов к позднерифейским образованиям, как и остальных интрузий суловского комплекса, и для подтверждения их возраста нужны дополнительные детальные исследования [26].

Позднепермские интрузивные и метаморфические образования. На площади листа К – 52 - XII и XVIII широкое распространение имеют позднепермские магматические образования, среди которых выделяются два субвулканических и четыре интрузивных комплекса. Интрузивные комплексы располагаются в двух подзонах, первая располагается в пределах Пограничной структурно-фациальной подзоны [23, 26] и представлена дунит-горнблендит-габброидами и тоналит-гранитоидами, а вторая подзона расположена в Муравьевской структурно-фациальной подзоне и представлена габбро-диабазами и гранодиорит-гранитами [23, 26].

Базальт-андезит-риолитовый субвулканический владивостокский комплекс (α , λ , $\lambda\zeta P_2 v l$) распространён в Муравьевской подзоне [23, 26].

Штоками, силлами и дайками риолитов, риодацитов и андезитов представлены субвулканические образования владивостокского комплекса Муравьевской подзоны, которые находятся среди пород поспеловской и владивостокской свит [26].

Широко развиты в юго-восточной части п-ова Муравьева-Амурского риолиты и риодациты, образующие пластовые силлы, дайки и штоки. Нередко в плане они обладают сложной извилистой формой, часть из них для эффузивов владивостокской свиты является подводными каналами. В бассейне четвертого правого притока реки Вторая Речка и на южном побережье бухты Диомид А.И. Бурде отмечал переходы даек риолитов в покров. Риолиты и риодациты являются характерными породами. Состоящие из округлых образований (сферолитов, размер которых от долей миллиметров до 5 – 7 миллиметров) и имеющие зеленовато-желтовато-серый цвет с редкими вкрапленниками полевых шпатов, сцементированных серой и зеленовато-серой афанитовой основной массой. Из зон радиально-лучистого строения, сложенных полевыми шпатами, состоят сферолиты. Из микрозернистого агрегата кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза состоит основная масса. Структура её микрогранитовая, микрогранулитовая или аллотриоморфнозернистая. Обычно слабо серицитизирован плагиоклаз (альбит №10 – 15). Плохо раскристаллизованным кварц-полевошпатовым агрегатом представлена основная масса. В физических полях почти не проявлены и отличаются лишь увеличенной гамма-активностью (до 2 мкР/ч), увеличенными значениями параметров калия (2 %), тория ($6 \cdot 10^{-4}\%$), урана ($3 \cdot 4 \cdot 10^{-4}\%$). Мощность пластовых тел риолитов от 1 – 2 до 50 – 100 метров, протяженность от 1 – 2 до 1500 – 2000 метров. Дайки мощностью от 1 до 50 – 70 метров и протяженностью до 200 – 500 метров образуют крутопадающие тела [26].

Андезиты в виде многочисленных небольших тел (от первых метров до сотни метров в поперечнике) изометричной формы, локализованы среди песчаников и алевролитов поспеловской свиты и выявлены к северо-востоку от бухты Золотой Рог, и в северной части о. Русского. Нередко их можно наблюдать в виде силлов и даек. Внешне эти породы от темно-серого до черного стекловатого облика с хорошо

различимой микролитовой основной массой, преимущественно афировые. Из плагиоклаза состава от андезина до лабрадора, зёрен роговой обманки и моноклиналиного пироксена состоят редкие вкрапленники. Из микролитов плагиоклаза, погружённых в продукты девитрификации стекла с образованием хлорита, карбоната, реже серицита и эпидота состоит основная масса. Среди андезитов в зависимости от состава и структуры выделено несколько разновидностей: пироксеновые, плагиоклазовые и амфиболовые. Андезиты не выделяются на снимках и в радиоактивных полях. Повышенными магнитными аномалиями (до 160 нТл) они хорошо выделяются среди песчаников и алевролитов поспеловской свиты [26].

Габбро-диабазовый Муравьёвский комплекс (v , $v\beta$, β , $v\delta P_2m$). В данном комплексе объединены малые гипабиссальные интрузивы, которые генетически связаны с эффузивами основного состава верхнепермской контрастной формации и рассматриваются как их интрузивные комагматы. Они обладают не только сходными структурно-текстурными особенностями, но и близки по минеральному составу, химизму, вторичным изменениям и рудной минерализацией к ним. Среди лав и туфов риолитов располагается значительная часть интрузивов габбро-диабазов, слагающих верхнюю часть разреза барабашской свиты, а в единичных случаях вышезалегающие терригенные отложения брусьевской толщи верхней перми прорывают дайки этого комплекса. Такое расположение и позволяет выделить их в самостоятельный интрузивный комплекс, а не рассматривать как субвулканическое образование типа подводящих каналов или экструзий, сопровождающих формирование толщи вулканитов основного состава. На крупных крыльях антиклинальных складок (Барабашской и Муравьёвской [24]) располагается в структурном плане большинство интрузивных тел габбро-диабазового комплекса. При этом приуроченность к межпластовым трещинам отслоения отмечается для согласно и полого залегающих силлов и залежей, а чёткая связь с разрывными нарушениями субмеридионального и северо-восточного простирания устанавливается для секущих и круто падающих тел в виде штоков и даек, которые контролируют расположение и определяют форму и условия

залегания этих тел. Положительными локальными аномалиями (от 100 до 1200 нТл) характеризуется магнитное поле над интрузиями комплекса, в гравитационном поле они почти не выражены, превышения достигают всего 2 – 3 мГл. Как отмечалось выше, среди габбро-диабазов выделяются три группы интрузивных тел, такие как силлы, штоки и дайки [26].

Силлы линзовидной формы в виде пластовых залежей отмечаются редко, из-за того, что внешний вид пород схож с вулканитами и сложности определения их интрузивной природы в условиях плохой обнажённости. По мощности размеры их колеблются от первых метров до 30 – 50 метров, по протяжённости от 200 – 300 метров до одного километра [9]. Падение чаще всего пологое (30 – 40°). Мелкие тела диабазов могут служить примером подобных образований, залегающих согласно с напластованием вмещающих их верхнепермских известняков в обнажениях вдоль левого берега реки Барабашевки. Только обнаружения в известняках маломощных от трёх до пяти сантиметров зон гроссуляровых роговиков вдоль всячего контакта, позволило отнести эти тела диабазов с миндалекаменными текстурами к интрузивной фации [9, 26].

На западном побережье полуострова Муравьёва-Амурского закартирован единственный крупный силл диабазов, который прослеживается на расстоянии более пяти километров от бухты Фёдорова до реки Вторая Речка. На отдельных участках мощность этого силла достигает 100 – 150 метров, там, где основное тело разделяется на более мелкие тела образуются промежутки, в которых в виде линз зажаты кислые эффузивные туфы и туфопесчаники владивостокской свиты. Силл под углом 35 – 40° падает на северо-запад. По простиранию силл разбит на несколько блоков поперечными сбросами и сопровождается серией более мелких субинтрузивных залежей и штоков. Этот силл и расположенный южнее на его продолжении штокообразный интрузив на острове Попова приняты в качестве петротипов габбро-диабазового комплекса [26].

Среди габбро-диабазовых интрузий штоки являются преобладающей формой. Для них характерно сближенное расположение интрузивов, обнажающихся среди вмещающих их верхнепермских отложений. Такое расположение штоков можно

наблюдать на правобережье реки Барабашевки, в верховьях кл. Богатого, на обрамлениях острова Попова и на остальных островах архипелага, в бассейне реки Бол, и на других участках. Штокообразные тела по размеру обычно не превышают первые сотни метров (от 100 – 200 метров и до 500 – 600 метров) в поперечнике, в редких случаях превышая один километр. Крутые углы наклона от семидесяти градусов до вертикальных имеют контакты с вмещающими породами. На острове Попова расположен самый крупный шток габбро-диабазов, надводная часть которого в размере составляет примерно 2 на 3 километра, а окружающие и прорывающие по периферии его многочисленные тела гранитов седанкинского комплекса придают ему угловатую форму. В строении этого штока принимают участие почти все разновидности пород габбро-диабазового ряда с характерными для них структурно-текстурными особенностями и своеобразием минерального состава, что и позволяет рассматривать этот интрузив в качестве одного из петротипов [9, 26].

Обычно трассируют разломы и оперяющие их трещины, дайковые тела и типичные дайки габбро-диабазов, формирование которых происходило на начальном этапе складчатости, до внедрения гранитов. В широких пределах от нескольких метров до 150 – 200 метров варьируется мощность этих тел, протяженность которых составляет первые сотни метров, реже первые километры. На расстоянии около десяти километров через водораздел рек Нарва – Брусья, расположенных в зоне Западно-Приморского разлома [1], прослеживается крупная дайка, южный фланг которой прорван и ограничен гранитами. Максимальная мощность достигает 300 метров. В ряде мест первичное залегание этой дайки, под углом 75 – 80° падающей на восток, нарушено более поздними тектоническими подвижками. Более мелкие дайки отмечаются повсеместно среди верхнепермских отложений на территории Юго-Западного Приморья [26].

Интрузии габбро-диабазового комплекса являются однофазными и сложены близкими по составу породами, что указывает на очень слабую степень дифференциации магмы [9, 26].

По химическому составу к толеитовому ряду относятся породы габбро-диабазового комплекса. Рассчитанные по составам клинопироксенов и титаномагнетитов температуры кристаллизации габбро-диабазов колеблются в интервале от 1000 до 1100°C, что соответствует гипабиссальным условиям их формирования. Габбро в диабазовых интрузиях от габброидных интрузий отличает именно кристаллизация на малых глубинах в окислительных условиях и характер вторичных изменений, относящихся к дунит-горнблендит-габбровому комплексу. На последовательность формирования этих интрузивных комплексов указывают жилы диабазов, прорывающихся габбро в ассоциации с гипербазитами на правобережье реки Гладкой, расположенных в соседних структурно-формационных подзонах [9, 26].

Позднепермский возраст муравьёвского габбро-диабазового комплекса повсеместно устанавливается чётко, так как интрузивы этого комплекса прорывают фаунистически охарактеризованные верхнепермские отложения чандалазской, владивостокской свит, а сами зачастую несут следы воздействия позднепермских гранитов седанкинского комплекса и нередко сохраняются среди них в виде самостоятельных блоков или ксенолитов, как, например, на острове Попова [26].

Тоналит-гранитный гамовский комплекс. Крупный батолит слагает интрузивные образования гамовского комплекса, охватывающий так же сопредельные территории Китая и Северной Кореи, северо-восточная окраина которого обнажается на площади листов К – 52 - XII и XVIII в пределах Пограничной структурно формационной подзоны [23]. Не менее 500 км² составляет суммарная площадь этой обнажённой части массива. Весь массив разбит на фрагменты размерами до 15 километров в поперечнике из-за значительной тектонической нарушенности. Преимущественная локализация среди нижне-верхнепермских терригенных отложений решетниковской свиты с образованием мощных ореолов интенсивного контактового метаморфизма является характерной особенностью структурного положения интрузивов тоналит-гранитного комплекса. Начиная от северо-восточного побережья полуострова Гамова и до верховья реки Поперечки (является притоком реки Барабашевки) у северной рамки листа К – 52 -

XII, неоднократно наблюдались рвущие контакты с отложениями решетниковской свиты. Активные контакты с эффузивами казачкинской свиты из-за их ограниченного распространения отмечаются редко, но также зафиксированы в бассейне реки Брусья и её притоков. На массивах комплекса аномальное магнитное поле обычно спокойное, интенсивностью от 0 до 100 нТл, и пониженное гравитационное поле. Породы двух интрузивных фаз, сопровождаемые дайковыми и жильными телами, участвуют в строении тоналит-гранитного комплекса. К группе тоналитов относятся породы первой интрузивной фазы ($\gamma\delta$, δP_2g_1), переходящие часто в кварцевые диориты, которые от гранитов второй фазы отличаются окраской, составом и структурой. У тоналитов неправильная форма массивов, но по простиранию складчатые зоны всегда вытянуты, в поперечнике размеры их достигают нескольких десятков километров. Конформность внутренней структуры со структурами вмещающих пород является одной из отличительных особенностей этих массивов. Контакты интрузивных тел и границы между фазами и фациями в большинстве случаев совпадают с простиранием основных складчатых структур, как правило, гнейсовидность пород ясно выраженная, обусловленная плоскопараллельными текстурами и удлинённой формой и полосовидным расположением блоков и ксенолитов вмещающих пород, сохранившихся в кровле массивов. На одновременность проявления складчатости и интрузивной тоналитовой магмы указывают отмеченные черты, позволяющие рассматривать сформированные массивы как синтектонические образования. В отличие от них, массивы гранитов второй фазы, размеры которых обычно несколько меньше, чем массивы тоналитов, вероятно, образовались в более спокойной тектонической обстановке, так как не несут столь явных следов конформного строения. Более мелкие штоки и дайкообразные тела часто сложены гранитами второй фазы (γ , a , $l\gamma$, p , χ , $\delta l P_2g_2$) лейкократового состава, которые тяготеют к узким линейным зонам смятия, сопровождающимся соскладчатыми разрывными нарушениями. Подавляющая масса типичных даек и жильных тел гранитов сосредоточена в пределах зон смятия, завершающих становление тоналит-гранитного комплекса. Одноимённый массив является петротипом гамовского комплекса, сложенным

тоналитами и гранитами и обладающим всеми вышеописанными чертами внутреннего строения, который на расстояние сорока километров от побережья полуострова Гамова через бассейн реки Рязановка в верховьях реки Поймы прослеживается в субмеридиональном направлении. Вмещающие отложения решетниковской свиты интенсивно ороговикованы, непосредственно возле контактов превращены в кордиерит-андалузитовые, иногда с гранатом и силлиманитом, сланцеватые роговики (фация метаморфизма пироксен-роговиковая), которые по мере удаления от контакта сменяются узловатыми, а затем пятнистыми сланцами мусковит-роговиковой фации метаморфизма. Судя по мощности ореолов ороговикования, массив имеет сравнительно пологую кровлю и плавно погружается в северном направлении, где он затем со вторым крупным массивом этого комплекса соединяется, охватывая верхнюю часть бассейна реки Нервы и верховья реки Барабашевки [21, 26].

Чёткая генетическая связь проявлений шеелитовой минерализации с метасоматически изменёнными гранитами этого комплекса устанавливается в отношении рудоносности гамовского комплекса, вплоть до образования рудопроявления в приконтактных зонах с габброидами, в виде ксенолитов, находящихся в них (кл. Сомнительный в верховьях реки Пойма). Пространственно с этими гранитами и сопровождающим их дайковым комплексом также совмещены и многочисленные проявления полиметаллической минерализации на правом берегу реки Поймы в пределах Славянского рудного поля [21, 26].

На основании прорывания массивами этого комплекса ниже-верхнепермских отложений решетниковской свиты и залегания на них верхнетриасовой (?) тальминской толщи на площади листов К – 52 - XI и XVII устанавливается позднепермский возраст гамовского комплекса. Позднепермский возраст также подтверждается тем, что последние определения абсолютного возраста различными методами гранитоидов полуострова Гамова показали соответственно 251, 252 и 260 миллионов лет [21, 26].

Седанкинский гранитный комплекс. Только в пределах Муравьёвской и Барабашской структурно-формационных подзон [23] распространяется этот массив,

в пределах их площади занимает не более 10 %, и вдоль осевых частей антиклинориев обнажается, сложенных пермскими терригенными и вулканогенными отложениями. В береговых обрывах многочисленных островов залива Петра Великого отмечались неоднократно и давно установлены их активные контакты с этими отложениями [34]. Однако из-за кристаллизации рассматриваемых гранитоидов преимущественно на малых глубинах с образованием зон закалки по периферии массивов, в непосредственной близости от контакта с интрузиями наблюдается только ороговикование вмещающих их отложений. По геохимическому составу сходство гранитов с риолитами верхнепермской контрастной формации (барабашская свита), с которой они тесно ассоциируют, и однотипный характер проявленных в них вторичных изменений, позволяют рассматривать эти породы как комагматы единой вулканоплутонической ассоциации [11, 26].

Мозаичными положительными магнитными аномалиями до 500 нТл и ещё более слабыми локальными гравитационными аномалиями до 1 – 2 мГл характеризуются гранитоиды комплекса в геофизических полях. По отношению к складчатым структурам форма массивов гранитоидов обычно неправильная, штокообразная, иногда дискордантная, но чаще вытянутая в соответствие с их простиранием. На острове Русском и на водоразделе рек Нарва-Брусья в поперечнике размеры двух наиболее крупных массивов достигают 8 – 12 километров, тогда как по длинной оси размеры большинства более мелких интрузивных тел обычно не превышают 2 – 3 километра. Выделяются три интрузивных фазы среди пород, слагающих массивы комплекса, сопровождаемые дайковыми и жильными телами. Роговообманковыми и биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами ($\alpha\delta$, δ , $\delta\text{P}_2\text{S}_1$) представлена первая фаза, роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, часто переходящими в биотитовые граниты (γ , $\gamma\delta\text{P}_2\text{S}_2$), представлена вторая фаза, гранит-порфирами ($l\gamma$, $\gamma\pi$, α , $\delta\pi$, $\chi\text{P}_2\text{S}_3$) представлена третья фаза. Взаимоотношения между этими фазами наиболее доступны для наблюдения и детально изучены в массивах, обнажающихся на островах Русском, Попова, Моисеева и других в заливе Петра Великого. Комплекс

получил своё название из-за места, в котором впервые они были установлены в массиве, расположенном в бассейне реки Пионерка (бывшая Седанка) на полуострове Муравьёва-Амурского. Активные интрузивные контакты имеют только гранодиориты и лейкократовые граниты второй и третьей фазы с кварцевыми диоритами первой фазы, тогда как между собой эти породы наряду с фазовыми взаимоотношениями связаны также и постепенными фаціальными переходами. Лейкократовые граниты часто как бы окаймляют массивы, центральные части которых сложены гранитоидами второй фазы, и представляют в этом случае образования краевых фаций. Такое строение отчётливо фиксируется в массивах, приуроченных в свободной части Барабашского антиклинория в бассейнах рек Нарва, Кедровая и Барабашевка. Более десятка близко расположенных небольших, неправильной формы с извилистыми контурами тел гранит-порфиров, обнажается преимущественно в долинах водотоков. Тела их прорывают пермские отложения владивостокской и барабашской свит, в том числе и залегающие в них линзы известняков с образованиями гранат-пироксен-магнетитовых скарнов. Пологие контакты большинства из этих тел указывают, что все они, вероятно, принадлежат к апикальной части единого более крупного плутона, кровля которого незначительно вскрыта эрозией и полого погружается на север по простиранию складчатой структуры. Лейкократовые гранофировые граниты наряду с фаціальными переходами в пределах южной эрозионной половины массива (междуречье Нарва – Брусья) часто образуют и самостоятельные тела, прорывающие гранитоиды второй фазы. Гранофировые граниты и гранит-порфиры третьей фазы отмечаются только севернее в бассейне реки Барабашевки в строении мелких массивов, на которых угленосные отложения верхнего триаса налегают в районе села Филипповки. Массив острова Русского предполагается петротипом седанкинского комплекса, где разновидности гранитоидов всех трёх интрузивных фаз наиболее полно представлены. Вдоль южного побережья острова между примыкающими островами Энгельма и Штока прослеживается самое крупное тело кварцевых диоритов шириной около одного километра. Северо-западную и юго-восточную часть острова занимают гранодиориты и граниты второй и лейкограниты третьей фазы, которые

находятся в обрамление сохранившихся вдоль побережья блоков вмещающих их пермских отложений поспеловской и владивостокской свит. Граниты перекрыты конгломератами индского яруса нижнего триаса вдоль восточного побережья от бухты Аякс до бухты Холуай, что в очень узком возрастном интервале позволяет датировать их возраст. Возраст гранитов седанкинского комплекса датирован наиболее чётко, так как они повсеместно прорывают фаунистически охарактеризованные пермские отложения (мидийского яруса) и именно на них, на острове Русском, трансгрессивно залегают конгломераты нижнего триаса (индского яруса), а на остальной территории – верхнетриасовые угленосные отложения. Необходимо также отметить, что ксенолиты в различной степени гранитизированных и ороговикованных пород габбро-диабазового комплекса нередко содержат гранодиориты и граниты рассматриваемого массива. По водораздельной гриве между бухтами Воевода и Рында в восточном направлении прослеживается полоса ксенолитов в гранитоидах. Эти ксенолиты по внешнему виду и составу почти не отличаются от автолитов кварцевых диоритов – продуктов ранней кристаллизации гранитной магмы, выделяемых в первую интрузивную фазу. Положительные магнитные аномалии (до 700 нТл) на участках гранитоидов, включая вышеуказанную полосу, насыщенных именно ксенолитами пород габброидного ряда, а не автолитами кварцевых диоритов, могут служить критерием для различия этих образований [11, 14, 26].

От вышеописанных гранитов гамовского комплекса существенно отличаются граниты седанкинского комплекса, по петрохимическим особенностям, и гипабиссальным условиям кристаллизации. Граниты этих комплексов имеют и отчётливое металлогеническое различие. Отмечаются только сульфиды меди в скарнах на контактах с седанкинскими гранитами и полностью отсутствует полиметаллическая и шеелитовая минерализация, к областям развития гамовских гранитов пространственно приуроченная; многочисленные мелкие рудопроявления золота, локализованных среди вулканогенных образований в зонах экзоконтакта интрузий, связаны также с гранитами седанкинского комплекса. Разделение гранитоидов произведено на основании этих данных, и они отнесены к различным

интрузивным комплексам. На сопредельной территории Китая выделяются подобные комплексы гранитоидного ряда (тайпинлинский или хуалисистский и лаохэйшаньский), где они имеют аналогичное структурное и возрастное положение [10, 26].

Раннеюрские интрузивные образования. Гвоздевский гранит-лейкогранитовый комплекс. Граниты, слагающие плутон в бассейне реки Бол. Гладкой, отнесены к гвоздевскому комплексу. Около 10 км² составляет размер массива. Юрские граниты занимают общую площадь 70 км². Необходимо сразу отметить, что с гранитами гамовского комплекса пространственно и структурно тесно связаны граниты этого комплекса. Граниты второй фазы гамовского комплекса по минеральному, химическому составу и геохимическим и металлогеническим особенностям совершенно однотипны с массивами гвоздевских гранитов. Поэтому в достаточной степени условно, в основном для увязки с принятой к изданию геологической картой К – 52 – XI, произведено отнесение вышеуказанного массива гранитов к раннеюрскому гвоздевскому комплексу. Нижнепермские отложения решетниковской свиты являются, помимо кварцевых диоритов и тоналитов гамовского комплекса, вмещающими породами для гвоздевских гранитов, с которыми они имеют активные интрузивные контакты. Роговики, аналогичные вышеописанным с позднепермскими интрузиями, отмечаются на контактах в терригенных породах. Над массивом рассматриваемых гранитов магнитное поле положительное (до 100 нТл), с минимальными значениями гравитационного поля (до 20 мГл) в южной части плутона [26].

Две интрузивные фазы выделяются в составе комплекса. Преимущественно биотитовыми гранитами (γ , $\gamma\text{J}_1\text{g}_1$) представлена первая интрузивная фаза, а вторая представлена лейкократовыми гранитами ($l\gamma$, ρ , $\delta\text{J}_1\text{g}_2$), причём отдельные штокообразные тела очень редко образуют лейкограниты и чаще связаны с биотитовыми гранитами фаціальными переходами, особенно когда они представляют эндоконтактовые оторочки, сложенные гранит-порфирами. Многочисленными дайковыми и жильными телами аплитовидных лейкогранитов, пегматитов и редко диорит-порфиритов сопровождаются граниты первой

интрузивной фазы, а также зонами различных метасоматических изменений. Светлые желтоватой или розоватой окраски среднезернистые породы, состоящие из кварца (35 – 40 %), КПШ и плагиоклаза примерно в равных количествах и биотита (5 – 8 %), иногда с редкими зёрнами роговой обманки – это биотитовые граниты. КПШ представлен микроклин-микрпертитом, плагиоклаз – кислым олигоклазом. Циркон и апатит являются акцессорными минералами. Более низким содержанием биотита (обычно не более 2 – 3 %) отличаются лейкограниты от гранитов первой фазы. Биотит в зонах грейзенизации часто почти нацело замещены хлоритом или мусковитом. Кроме того, в лейкогранитах увеличивается количество калишпата (до 35 – 40 %), нередко образующего порфиroidные обособления, а в метасоматически изменённых породах и крупные порфиробласты размером до одного сантиметра. Образование вкрапленников кварца на фоне более мелкозернистой основной массы характерно для гранит-порфиров краевых фаций [10, 13, 26].

К зонам катаклаза, сопровождаемого метасоматозом, обычно приурочены дайки аплитовидных лейкогранитов и пегматитов и близки вышеописанным лейкогранитам второй фазы по составу, отличаясь от них лишь более мелкозернистой структурой для аплитовидных лейкогранитов и крупнозернистой, до гигантозернистой, структурой для пегматитов. Кристаллы чёрного железистого турмалина отмечаются в пегматитах в ассоциации с кварцем и калишпатом. Мелкозернистые породы кварц-полевошпатового состава с многочисленными вкрапленниками роговой обманки и плагиоклаза представляют единичные дайки диорит-порфиритов, вероятно, лампрофирового ряда [10, 13, 26].

Как уже отмечено выше, по химическому составу гвоздевские граниты аналогичны гранитам гамовского комплекса и относятся к известково-щелочной серии [10]. По отношению к натрию лейкограниты второй фазы незначительно обогащены калием, что приближает эти высококремнистые дифференциаты гранитной магмы к субщелочному ряду пород. Вероятно, этим объясняется связь с ними проявлений щелочного и кремнекислого метасоматоза, вплоть до образования кварц-калишпатовых метасоматитов, грейзенов и зон скарнирования и окварцевания во вмещающих породах, а также приуроченность к ним убогой шеелитовой

минерализации. Определения абсолютного возраста гранитов послужили основанием для выделения гвоздевского комплекса в качестве самостоятельного петрографического подразделения раннеюрского возраста. Для гранитов на полуострове Гамова по биотитам K – Ar методом возраст составляет 200 миллионов лет, а все остальные установлены на сопредельной территории Китая, где они колеблются от 180 до 227 миллионов лет [18, 26]. Учитывая наличие гальки гранитов, подобных вышеописанных, в верхнетриасовых конгломератах Филипповской мульды, для окончательного решения вопроса о возрасте гранитов гвоздевского комплекса необходимо установить их взаимоотношения с палеонтологически охарактеризованными триасовыми или юрскими отложениями [18, 26].

2.1.3. Тектоника

Исследуемая территория находится на южной окраине Буреинско-Цзямусы-Хасанского композитного массива (его Ханкайского блока) в пределах Барабашского и Муравьевского-Дунайского окраинных прогибов и захватывает Западно-Приморскую структурно-формационную зону и Муравско-Дунайскую [16]. Коллектив российских и китайских геологов в 1999 году составил тектоническую схему (последнюю), в соответствие с ней Пограничная подзона совпадает с восточной частью Лаоелин-Гродековского геосинклинального прогиба, который напоминает острый клин (длиною 450 км при ширине от 50 до 160 км), вклинивающий с юга в Буреинско-Цзямусы-Ханкайский массив. Глубинные разломы придают линейные очертания прогибу, которыми он отделяется от окружающих его кристаллических массивов (на востоке Западно-Приморским – от Ханкайского массива, на северо-западе Мулинским – от Кэнтэйского, на юго-западе Чхончжинским – от массива Кванмо). Такое тектоническое положение, наряду с особенностями геологического строения, позволяет рассматривать этот прогиб как авлакоген (по Шматскому Н.С., 1964) или внутриплатформенную наложенную геосинклиналь короткого развития (по Красному Л.Л., 1972), образованную

процессами рифтогенеза в результате появления позднегерцинской тектоно-магматической активизации [15, 26].

Геосинклинальный структурно-формационный комплекс герцинид на описываемой территории не обнажается. Структурно-формационный комплекс раннеорогенного этапа сложен терригенными (поспеловской и нижней подсвитой решетниковской – верхней перми), вулканогенными (казачкинская свита нижней перми, владивостокская и барабашская свиты верхней перми) образованиями и морской терригенной молассой (брусьевская толща) [15, 26].

Структурно-формационный комплекс позднеорогенных герцинид сложен позднепермскими магматическими комплексами (одноречьянским, муравьёвским, гамовским и седанкинским) [15, 26].

Вещественные характеристики подзоны. В Муравьёвской подзоне развита ниже-верхнепермская терригенная формация (поспеловская свита мощностью 700 – 2100 м), перекрывающаяся согласно верхнепермской терригенно-вулканогенной, существенно базальтоидной (владивостокская свита мощностью 700 – 1200 м), которая, в свою очередь, наращивается верхнепермской карбонатно-терригенно-базальт-риолитовой (чандалазская свита мощностью 200-250 м). Нижнетриасовая терригенная формация легла на разные уровни разреза верхнепермских формаций [15, 26].

Разрывные структуры. Системы сквозных разрывов в дислокациях разновозрастных формаций участвовали в той или иной мере последовательно или синхронно, а наиболее из них крупные играли роль естественных границ между подзонами. В районе, в котором проводились исследования, по ориентировке и роли в тектогенезе выделяется четыре основных системы разного возраста заложения и активизации: субмеридиональная, северо-восточная, широтная и северо-западная. По значимости в геологическом строении выделяются разломные структуры главные и прочие по длительности развития, протяжённости, амплитудам перемещения. К главным разломам относятся Западно-Приморский, Уссурийский и Муравьёвский разломы. Среди прочих выделяются наиболее крупные разломы:

Кубанский, Зарубинский, Надеждинский, Береговой, Известковый и Барабашский [11, 15, 26].

Северо-восточная система. В этой системе разрывы имеют широкое развитие и сформировались в конце поздней перми как правые сдвиги в условиях субширотного сжатия, что подтверждается наличием субмеридиональной системы складок (структур сжатия), в которые смяты пермские формации Пограничной и Барабашской подзон. Начиная с триаса и до кайнозоя включительно, эти разломы трансформировались в левые сдвиги из-за смены напряжения сжатия на меридиональное направление. В этих же геодинамических условиях происходило образование и наложение системы структур сжатия восточно-северо-восточного простирания (складки, надвиги, взбросы). В раскрытии мезо-кайнозойских наложенных рифтогенно-депрессийных структур участвовала система левосторонних сдвигов в период меридионального сжатия [15, 26].

Муравьевский разлом (М) выделен по геофизическим данным [22] в южной части площади в основании континентального склона. Разлом сопровождается серией сближенных разломов, пересекающих западные части п-ва Муравьева-Амурского и прилегающего архипелага островов. Разломы первого порядка представлены Кубанским, Зарубинским, Надеждинским, Известковым разрывами [26].

Кубанский разлом (К) прослеживается в северо-восточном направлении от среднего течения реки Бол. Гладкая на расстоянии 75 – 80 км до бассейна река Амба, отчётливо выражается в структуре гравитационного и магнитного полей, раздельными цепочками отрицательных и положительных аномалий. В северо-восточном удлинении рельеф выражен отрицательными формами. Зона разлома шириной в несколько метров представляет собой серию сближенных зон дробления и расланцевания. На восточном побережье п-ова Краббе наблюдался один из элементов разлома (к юго-западу от исследуемой площади). Он представлен зоной интенсивного дробления мощностью 5 м, где происходит расланцевание до глины за счёт трения в палеоген-неогеновых дацитах и андезитах, имеющих угол падения 20° и азимут простирания 328° . К западу от исследуемой площади разлом

контролирует восточный фланг Краскинской депрессии. Нарвская, Синеутская и Амбинская депрессии формировались в зоне геодинамического влияния Кубанского разлома как сосдвиговые структуры растяжения, кроме Краскинской депрессии. По типу левого сдвига разлом смещает северо-западную часть Пойменной антиклинали на расстоянии до 5 – 7 км, и на амплитуду 1 – 1,5 км северный фланг Нарвской депрессии, а также контролирует западный фланг Монгугайской депрессии, имея, по-видимому, сбросовую составляющую [15, 24].

Разлом Зарубинский (З) протягивается от бухты Зарубина в северо-восточном направлении до среднего течения р. Нарва на расстоянии до 55 км. Разлом по простиранию ограничивается Западно-Приморским разломом. В рельефе прослеживается цепочками отрезков долин небольших водотоков, ряда других отрицательных форм рельефа. Поля развития пермских и юрских гранитоидов, Нарвскую и Пойменскую антиклинали разлом ограничивает по простиранию, а также контролирует северо-западный фланг Пойменной наложенной депрессионной структуры. Участок разлома в береговом обрыве п-ова Зарубина представляет собой зону глин трения, дробления и рассланцевания пород мощностью до 5 метров, рассечённую серией сместителей, падающих по азимуту 290° под углом $60 - 80^\circ$. По типу левого сдвига сместители сопровождаются подворотами слоёв, фрагментами аксоноклиальной складчатости. На сместителях нередки близгоризонтальные, падающие на северо-восток под углом $5 - 10^\circ$, штрихи скольжения, которые указывают на сдвиговый тип перемещений [24].

Разломы Надеждинский и Береговой принадлежат зоне влияния Уссурийского разлома. Надеждинский прослеживается вдоль западного берега Амурского залива (вблизи самого Уссурийского разлома), а Береговой вдоль восточного берега. Вдоль западного берега острова Русский развита густая сеть северо-северо-восточных разрывов. Амплитуды левосдвиговых смещений по отдельным разрывам составляют от нескольких десятков метров до первых километров. Наиболее крупные из них разделяют поспеловскую и владивостокскую свиты на острове Елены и имеют мощную зону не менее нескольких сотен метров, сопровождаемую дроблением пород и состоящую из чередующихся с равным шагом зон рассланцевания,

мощностью до нескольких метров. Характерной чертой является то, что в пределах зоны фиксируются надвиго-взбросовые перемещения вдоль сместителей, падающих на восток-юго-восток под углом $60 - 80^\circ$. По Надеждинскому и Муравьёвскому разломам продолжалось сдвигание и в четвертичное время, что в результате сосдвигового растяжения привело к образованию двух некомпенсированных котловин, которые находятся под водами Амурского залива [24].

В блоках развиты более мелкие разрывные структуры северо-восточного направления, ограниченные крупными разломами. Протяжённость их составляет иногда до 20 – 30 км с амплитудой левых сдвигов до первых километров [11, 24].

Глубинное строение территории. Важной особенностью района является его местоположение в краевой части Япономорского бассейна, образование которого, по мнению многих исследователей, происходило в результате деструкции и рифтинга окраины континента [4, 22]. Эти процессы существенно повлияли на общие видоизменения домезозойской земной коры и образование современного облика перечисленных выше структурно-формационных подзон. По геофизическим данным Пограничная подзона подстилается корой мощностью 30 – 31 км с общей тенденцией её постепенного сокращения в сторону залива Петра Великого. Подчинённая роль структурно-вещественных комплексов (плотность $2,6 \text{ г/см}^3$) является её существенной особенностью сиалического ряда в общем валовом составе коры. Уже на глубине 4 – 5 км подобные образования сменяются комплексами с плотностью $2,7 - 2,75 \text{ г/см}^3$, что может соответствовать образованиям рифейского кристаллического фундамента. Отдельные блоковые поднятия последнего, не выходящие на поверхность, предполагаются в пределах Зарубинской, Сухановской и Пойменской антиклиналей (плотность $2,8 \text{ г/см}^3$). Гранитоиды, широко распространенные в пределах подзоны, в большинстве случаев не имеют глубинных корней, в соответствии с подсчётами и расчётами их вертикальная мощность не превышает 4 километров. Единственный из таких массивов, обрамляющий с юга-запада Барабашскую антиклиналь и представленный гранит-гранодиоритовой формацией, уходит на глубину до восьми километров и распространяется на север далеко за пределы рассматриваемой территории.

Глубинные и картируемые геологические сооружения имеют общий план преимущественно северо-северо-западной ориентировки [4, 22].

Муравьёвская подзона. Глубинная структура её определяется расположением в зоне перестройки коры при переходе к глубоководной котловине Японского моря. Под островами Русский и Рикорда глубина залегания поверхности Мохо составляет около 28 – 29 километров, на севере п-ова Муравьёва-Амурского она повышается до 30 километров. По результатам моделирования, на глубинах 1 – 1,5 километров в ядрах этой антиклинорной структуры располагаются массивы базитового комплекса (плотностью 2,8 – 2,88 г/см³) [4]. По геофизическим данным Проваловская, Пойменная и Угловская структуры образуют единую зону кайнозойского седиментогенеза с депоцентрами, сосредоточенными вдоль западной границы депрессионной структуры Амурского залива. Эта зона выходит за пределы залива на северо-востоке, а на юго-западе в районе острова Римского-Корсакова (мыс Гамова) она замыкается [4, 22].

2.2. Геолого-петрографические характеристики магматических комплексов полуострова Гамова и острова Русский

2.2.1. Петрографическая характеристика пород гамовского тоналит-гранитного комплекса поздней перми

Кварцевые диориты и тоналиты образуют единый ряд пород, связанных между собой постепенными переходами. Внешний облик представляет собой однородные среднезернистые, реже крупнозернистые породы, окраска которых серая или светло-серая, текстура почти постоянно гнейсовидная, от едва заметной до типичной гнейсовой, обусловлено это расположением тёмноцветных минералов плоско-параллельным образом. Особенностью минерального состава является небольшое содержанием КППШ (как правило не более 5 – 6%) и высокое содержания кварца при повышенной меланократовости пород. В обеих разновидностях тёмноцветные минералы представлены роговой обманкой и биотитом, количество

которых составляет от 10% до 20 – 25 %, в кварцевых диоритах преобладает роговая обманка, а в тоналитах развивается по амфиболу биотит. Плагноклаз преобладает из силикатных минералов, который образует относительно идиоморфные зональные кристаллы, по составу отвечающие в центральной части основному андезиту, а по периферии олигоклазу. Часто следы катаклаза несут зёрна кварца, трещиноватые или раздробленные до мелкозернистого агрегата мозаичного строения, которые иногда подвергались бластичной перекристаллизации. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном (зёрна достигают 1 – 1,5 мм), шеелитом, ортитом и магнетитом, а молибденит и галенит отмечается среди сульфидов в протоочках из калишпатизированных разностей. Описанные породы разделены на кварцевые диориты (SiO_2 до 64 %, Q до 20 %) и тоналиты (SiO_2 64 – 70 %, Q больше 20 %) на основе химического состава и соотношения силикатных минералов, при этом нередко отмечаются разновидности пород, которые по содержанию кремнезёма ещё должны относиться к кварцевым диоритам, а по содержанию кварца (больше 20 %) уже являются тоналитами. В этом ряду породы более кислого состава (такие как плагнограниты) отсутствуют, хотя некоторые разновидности тоналитов по высокому содержанию кварца приближаются к ним. В то же время принадлежность образований первой интрузивной фазы к плагногранитному ряду пород несомненна, что подтверждается сравнением их состава с породами диорит-тоналит-трондьемитовых серий юго-западной Финляндии – эталонной области их развития. Желтовато-розовую окраску обычно имеют среднезернистые роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты второй интрузивной фазы, они же, значительно реже, обладают гнейсовидными структурами, по сравнению с тоналитами. Состоят они из КПШ (25 – 30 %), кварца (35 – 45 %), плагноклаза (25 – 30 %) и тёмноцветных минералов, преимущественно биотита (3 – 8 %). КПШ преимущественно представлен микроклин-микрпертитом, кварц часто обладает волнистым погасанием и несёт следы катаклаза и плагноклаз по составу отвечает олигоклаз-альбиту или олигоклазу. Акцессории тоналитов аналогичны акцессорным минералам кварцевых диоритов, иногда к ним добавляются монациты и ксенотимы. От вышеописанных лейкократовые биотитовые граниты отличаются лишь более

мелкозернистой или порфиroidной структурами и преобладанием в калийной части кварца или калишпата. Биотит замещается мусковитом в грейзенизированных зонах. Лейкограниты редко образуют самостоятельные тела, но чаще всего связаны с биотитами и гранитами постепенными фациальными переходами и сопровождаются интенсивным калиевым и кремнекислым метасоматозом на участках их развития, которые зачастую накладываются на интрузивные породы первой фазы и приводит к образованию калишпатизированных тоналитов с порфиробластическими структурами. Дайки и жилы постоянно отмечаются в зонах метасоматоза мелкозернистых биотитовых гранитов, апатитов, пегматитов и крупнозернистых аляскитовых гранитов. В ассоциации с альбитом, кварцем и калишпатом все эти породы часто содержат мусковит и гранит. К ним иногда в пегматитах присоединяется турмалин. На процессы кислотного выщелачивания явно указывает подобный минеральный парагенезис, проявившийся на заключительной стадии кристаллизации плутонов тоналит-гранитного комплекса [21, 26].

Все тоналит-гранитные комплексы синтетектонического типа имеют аналогичную тенденцию дифференциации с накоплением калиевых дериватов, локализованные среди вулканно-терригенных или терригенных отложений складчатых зон, сформированных на калийной оболочке [19]. Характерно, что калий почти весь в породах ранних фаз (тоналитовая группа), обладающих пониженной кремнекислотностью и щёлочностью и кристаллизующихся в условиях, соответствующих глубинности мезоабиссальной фации, связан в форме биотита, и лишь граниты поздних фаз обогащаются К₂О. Такие комплексы в большинстве случаев, включая и гамовский тоналит-гранитный, относятся к известково-щелочной серии [10]. Большие объёмы кислых магм, образующихся при формировании этих комплексов, позволяют считать, что с палингенным плавлением вещества коры континентального типа связан их генезис. На это указывают и большое количество в них лёгких литофильных элементов по сравнению с тоналит-плагиогранитными комплексами толеитового ряда, развитых в офиолитовых зонах. Лейкократовые граниты представляют плотные, чаще всего мелкозернистые или

порфиroidные породы своеобразного красноватого до тёмно-красного цвета. Широкое распространение в них гранофиroidных микроструктур от небольших участков до сплошных микропегматитовых сростаний по всей массе породы является второй характерной особенностью этих пород. Гранофиroidные граниты состоят из КПШ (25 – 35 %), кварца (30 – 40 %) с густой сеткой микропертита, вплоть до образования полос и каёмок замещения, и представленного альбитом плагиоклаза (30 – 40 %). Биотит либо вообще отсутствует, либо содержится в количестве не более 1 – 3 %. В шлифах из аксессуарных минералов можно наблюдать магнетит, циркон и сфен, а также в протолочках апатит, монацит и ортит [21, 26].

Мелкозернистые биотитовые граниты, аплиты и аплитовидные граниты преобладают среди дайковых и жильных пород, иногда обладающие порфиroidной структурой и переходящие в гранит-порфиры. К вышеописанным лейкократовым гранитам они близки по составу, а в отдельных случаях и по структуре. С вкраплениями андезита реже отмечаются дайки и жилы диоритовых порфиритов на фоне амфибол-полевшпатовой мелкозернистой основной массы и спессартиты, состоящие из игольчатых зёрен роговой обманки и плагиоклаза примерно в равных соотношениях. В 1961 Руб М.Г., на Русском острове подробно описала в гранитоидах дайковый комплекс, отметила так же единичные дайки керсантитов, состоящие из плагиоклаза и биотита с небольшим количеством калишпата (до 10 %). Притом, в пределах рассматриваемых массивов постоянно отмечаются жилы молочно-белого кварца, иногда с миароловыми пустотами, содержащими аметист, которые вместе с дайками кислого состава трассируют в гранитах зоны многочисленных разрывных нарушений [21, 26].

Петрохимическими особенностями гранитоидов гамовского комплекса является, по сравнению со средними типами пород, их низкая известковистость и повышенная общая щёлочность (происходит за счёт обогащения натрием при снижении доли калия), особенно для поздних и наиболее кислых дифференциатов, связано это с альбитизацией КПШ. Однако сопоставлять эти граниты с породами щелочного ряда и называть их граносиенитами вряд ли будет правильно, так как

магматическим в них альбит не является и альбитизация гранофировых гранитов, вероятно, названа теми же причинами, что и породы спилит-кератофировой формации, которые вмещают их и с кислыми лавами, которые они имеют, вероятно, генетическое родство [26, 28].

Химический состав пород первой и второй фаз гамовского тоналит-гранитного комплекса

Первая интрузивная фаза (таблица 2.1).

Образец (Гамов – 39). Биотит-роговообманковый кварцевый диорит, полуострова Гамова, мыс Гамова.

Таблица 2.1

Химический состав пород первой фазы гамовского тоналит-гранитного комплекса

Оксиды	образец
	Гамов – 39
SiO ₂	59.8
TiO ₂	0.63
Al ₂ O ₃	16.18
Fe ₂ O ₃	1.69
FeO	5.6
MnO	0.12
MgO	3.96
CaO	7.88
Na ₂ O	2.22
K ₂ O	1.2
P ₂ O ₅	0.03
п.п.п	0.67
Σ	99.98
Микро-элементы, г\г	
Cr	12
V	77
Ni	18
Co	15
Cu	3
Zn	68
Pb	35
Sn	19
Mo	0.5
Ga	54
Sc	
Zr	

Окончание таблицы 2.1

Оксиды	образец
	Гамов – 39
Nb	
Y	
La	
Cl	
Be	
Sr	
Ba	
Rb	
Li	

Вторая интрузивная фаза (таблица 2.2).

Образцы (Ц – 67, Г – 33, Г – 30). Биотит-роговообманковые тоналиты, полуостров Гамова.

Таблица 2.2

Химический состав пород второй фазы гамовского тоналит-гранитного комплекса

Оксиды	образцы		
	Ц – 67	Г – 33	Г – 30
SiO ₂	65.56	66.88	66.42
TiO ₂	0.49	0.44	0.42
Al ₂ O ₃	15.13	15.28	15.8
Fe ₂ O ₃	1.88	0.84	1
FeO	3.38	4	3.94
MnO	0.08	0.08	0.08
MgO	1.82	1.4	1.44
CaO	4.48	4.42	4.69
Na ₂ O	3.42	3	3.14
K ₂ O	2.18	2.5	2.67
P ₂ O ₅	0.06	0.03	0.03
п.п.п	1.32	0.8	0.37
Σ	99.8	99.67	100
Микро-элементы, г\т			
Cr	18	22	20
V	26	49	47
Ni	8	11	10
Co	13	9	9
Cu	24	2	2
Zn	44	61	50
Pb	24	39	28
Sn	3	15	18
Mo	1	0.7	0.4
Ga	18	45	42
Sc	21		
Zr	182		
Nb	7		
Y	50		

Окончание таблицы 2.2

Оксиды	образцы		
	Ц – 67	Г – 33	Г – 30
La	30		
Cl	61		
Be	2		
Sr	225		
Ba	388		
Rb	218		
Li	31		

2.2.2. Петрографическая характеристика пород седанкинского гранодиорит-гранитного комплекса поздней перми

Кварцевые диориты – преимущественно мелкозернистые, редко среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза (50 – 60 %), представленного андезитом, роговой обманки (15 – 20 %), образующей удлинённые зёрна, промежутки между которыми заполнены кварцем (15 – 20%) и КПШ (5 – 10 %). Иногда можно заметить небольшое количество хлоритизированного биотита (до 5 %). Мелкие и редкие зёрна магнетита и апатита ассоциируют с тёмноцветными минералами. Среднезернистые, часто неоднородного строения, породы светлой желтоватой или розоватой окраски представляют гранодиориты и граниты. Из призматически-таблитчатых кристаллов плагиоклаза (40 – 50 %) состоят гранодиориты, по составу отвечающего андезин-олигоклазу, и более ксеноморфному кварцу (20 – 25 %) и КПШ (20 – 25 %), а также биотиту (3 – 8 %) и роговой обманке (5 – 10 %). Магнетит и сфен, и редкие зёрна циркона, апатита и ортита постоянно отмечаются из аксессуарных минералов. За счёт сокращения доли плагиоклаза количество кварца (до 35 – 40 %) в гранитах заметно увеличивается, но так как возрастает содержание КПШ незначительно (до 25 – 30 %), то плагиоклаз в породах немного преобладает над калишпатом. По составу он отвечает кислому олигоклазу или альбиту. Роговая обманка отмечается редко, а содержание биотита, обычно интенсивно замещённого хлоритом, оставляет 2 – 5 %. Тонкожилковатым микропертитом, иногда переходящим в пертиты замещения ленточного типа, представлен калишпат. В виде порфировых выделений овальной формы часто

обособляется кварц в гранитах из зон закалки. Акцессорные минералы те же, что и в гранодиоритах [26].

Химический состав пород первой, второй и третьей фаз седанкинского
гранодиорит-гранитного комплекса

Первая интрузивная фаза (таблица 2.3).

Образцы: 85 – остров Русский, полуостров Сапёрный;

84 – остров Русский, восточное побережье бухты Новик;

83 – остров Русский, в одном километре к востоку от бухты Рында;

79 – биотит-роговообманковый кварцевый диорит, остров Русский, пролив Старка;

78 – роговообманковый кварцевый диорит, остров Русский, южный склон горы Центральной.

Таблица 2.3

Химический состав пород первой фазы седанкинского гранодиорит-
гранитного комплекса

Оксиды	образцы				
	85	84	83	79	78
SiO ₂	67.3	66.8	64.7	63.9	62.5
TiO ₂	0.4	0.43	0.52	0.83	0.79
Al ₂ O ₃	15.91	15.25	16.58	15.71	16.24
Fe ₂ O ₃	1.4	2.2	1.79	2.39	2.51
FeO	1.47	1.4	2.46	3.51	3.65
MnO	0.08	0.08	0.1	0.2	0.17
MgO	1.33	1.43	1.3	1.19	1.61
CaO	2.65	2.9	4.3	2.88	3.97
Na ₂ O	3.9	3.85	3.9	5.02	4.63
K ₂ O	3.46	3.06	3.06	2.25	2.29
P ₂ O ₅	0.18	0.19	0.24	0.36	0.32
п.п.п	1.72	2.37	1.07	1.7	1.27
Σ	99.8	99.96	100.02	99.94	99.95
Микро-элементы, г\т					
Cr	17	17	24	18	8
V	60	64	82	79	85
Ni	4	4	5	6	4
Co	10	10	16	10	10
Cu	24	88	14	7	6
Zn	60	63	63	198	147

Окончание таблицы 2.3

Оксиды	образцы				
	85	84	83	79	78
Pb	79	71	111	33	35
Sn	2	2	1	-	1
Mo	0.7	0.5	0.5	0.5	1
Ga	47	41	49	14	12
Sc	9	9	12	17	20
Zr	83	80	90	86	92
Nb	16	14	19	2	2
Y	9	9	10	31	43
La	30	37	35	15	22
Cl	80	95	108	23	31
Be	2	2	2	2	1
Sr	186	164	212	629	457
Ba	1599	1680	1270	382	596
Rb	54	109	218	13	8
Li	26	26	29	5	5

Вторая интрузивная фаза (таблица 2.4).

Роговообманково-биотитовые гранодиориты.

Образцы: 98 – лейкократовые биотиты граниты, остров Русский, пролив Старка;

97 – лейкократовые биотитовые граниты, остров Русский, южный склон горы Центральной;

96 – лейкократовые биотитовые граниты, остров Русский, западное побережье бухты Новик.

Таблица 2.4

Химический состав пород второй фазы седанкинского гранодиорит-гранитного комплекса

Оксиды	образец		
	98	97	96
SiO ₂	77.26	74	71.86
TiO ₂	0.14	0.16	0.32
Al ₂ O ₃	12.23	14.59	13.78
Fe ₂ O ₃	1.21	0.14	0.76
FeO	0.27	0.6	2.02
MnO	0.02	0.01	0.02
MgO	0.08	0.08	0.38
CaO	0.3	0.82	1.25
Na ₂ O	3.57	4	4.62
K ₂ O	3.96	4.67	4.03
P ₂ O ₅	-	0.15	0.09
п.п.п	0.52	0.74	0.64
Σ	99.65	99.96	99.68

Окончание таблицы 2.4

Оксиды	образец		
	98	97	96
Микро-элементы, г\т			
Cr	9	5	4
V	11	9	21
Ni	3	5	5
Co	4	3	9
Cu	5	2	9
Zn	31	29	29
Pb	54	35	10
Sn	1	1	-
Mo	0.4	0.7	0.5
Ga	24	19	
Sc	16	1	
Zr	117	42	
Nb	14	21	
Y	18	3	
La	34	26	
Cl	57	27	
Be	1	3	
Sr	74	31	
Ba	1227	989	
Rb	83	56	
Li	40	35	

Третья интрузивная фаза (таблица 2.5).

Дайковые и жильные тела.

Образцы: 117 – диорит-порфирит, остров Русский, западное побережье бухты Новик;

114 – гранофировый лейкогранит-порфир, остров Русский, западное побережье бухты Новик.

Таблица 2.5

Химический состав пород третьей фазы седанкинского гранодиорит-гранитного комплекса

Оксиды	образец	
	117	114
SiO ₂	58	74.7
TiO ₂	1.37	0.16
Al ₂ O ₃	16.58	12.6
Fe ₂ O ₃	3.12	0.24
FeO	4.21	1.4
MnO	0.27	0.02
MgO	2.38	0.02
CaO	4.3	0.99
Na ₂ O	5.26	3.9

Окончание таблицы 2.5

Оксиды	образец	
	117	114
K ₂ O	2.73	4.95
P ₂ O ₅	0.69	0.09
п.п.п	0.7	0.74
Σ	99.61	99.81
Микро-элементы, г\г		
Cr		
V		
Ni		
Co		
Cu		
Zn		
Pb		
Sn		
Mo		
Ga		
Sc		
Zr		
Nb		
Y		
La		
Cl		
Be		
Sr		
Ba		
Rb		
Li		

2.2.3. Петрографическая характеристика пород гвоздевского гранит-лейкогранитного комплекса ранней юры

Выделяются две интрузивные фазы в составе комплекса. Биотитовыми гранитами представлена первая из них, а вторая – лейкократовыми гранитами, причём очень редко лейкограниты образуют отдельные штокообразные тела и чаще связаны с биотитовыми гранитами фаціальными переходами, особенно когда они представляют эндоконтактные оторочки, сложенные гранит-порфирами. Многочисленными дайковыми и жильными телами аплитовидных лейкогранитов, пегматитов сопровождаются граниты первой интрузивной фазы и редко диорит-порфирами, а так же, зонами различных метасоматических изменений.

Биотитовые граниты светло-желтой или розовой окраски среднезернистые породы, сложенные из кварца (35 – 40%), КПШ и плагиоклаза примерно в равных количествах и биотита (5 – 8%), иногда с редкими зёрнами роговой обманки. Микроклин-микропертитом представлен КПШ, плагиоклаз – кислым олигоклазом. Циркон и апатит отмечаются из аксессуарных минералов. От гранитов первой фазы лейкограниты отличаются более низким содержанием биотита (не более 2 – 3%), который в зонах грейзенизации почти нацело замещён хлоритом или мусковитом. Кроме того, количество калишпата (до 35 – 40%) в лейкогранитах увеличивается, нередко образующего порфиroidные обособления, а в метасоматически изменённых породах и крупные порфиробласты размером до 1 см. Образование вкрапленников кварца на фоне более мелкозернистой основной массы характерно для гранит-порфиров краевых фаций [26].

Химический состав пород первой фазы гвоздевского гранит-лейкогранитного
комплекса

Первая интрузивная фаза (таблица 2.6).

Образцы: 120 – лейкогранит, восточное побережье полуострова Гамова;

119 – лейкогранит, полуострова Гамова, мыс Теляковского;

92 – лейкогранит первой фазы, восточное побережье полуострова Гамова;

89 – лейкогранит первой фазы, полуостров Гамова, мыс Теляковского.

Таблица 2.6

Химический состав пород первой фазы гвоздевского гранит-лейкогранитного
комплекса

Оксиды	Образцы			
	120	119	92	89
SiO ₂	73.92	73.56	73.92	73.56
TiO ₂	0.18	0.15	0.18	0.15
Al ₂ O ₃	13.45	13.68	13.45	13.68
Fe ₂ O ₃	0.45	0.3	0.45	0.3
FeO	1.32	2	1.32	2
MnO	0.03	0.04	0.03	0.04
MgO	0.66	0.3	0.66	0.3

Окончание таблицы 2.6

Оксиды	Образцы			
	120	119	92	89
CaO	1.82	1.45	1.82	1.45
Na ₂ O	3.25	3.43	3.25	3.43
K ₂ O	3.55	4.14	3.55	4.14
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.02
п.п.п		0.73		0.73
Σ	99.53	99.8	99.53	99.8
Микро-элементы, г\г				
Cr	7		7	
V	13		13	
Ni	10		10	
Co	6		6	
Cu	12		12	
Zn	17		17	
Pb	15		15	
Sn	1		1	
Mo				
Ga	14		14	
Sc				
Zr				
Nb				
Y				
La				
Cl				
Be				
Sr				
Ba				
Rb				
Li				

3. Специальная часть

Анализ петрофизических характеристик гранитоидов полуострова Гамова и острова Русский

3.1. Методика петрофизических исследований

При изучении физических свойств горных пород сбор каменного материала при комплексных геолого-геофизических работах проводят с целью составления петрофизической классификации пород района, установления закономерных связей между физическими свойствами пород и геолого-петрологическими особенностями, установления основных опорных поверхностей изменения физических свойств пород, позволяющих использовать данные геофизики для структурных построений [25].

Отбор ориентированных образцов для петрофизических исследований на полуострове Гамова и острове Русском производился в геологических маршрутах. Детально изучались береговые скальные обнажения, выходы коренных пород. Ориентирование образцов производилось с помощью горного компаса. Для определения координат точек наблюдений использовался GPS-приемник.

Ориентированные образцы (штуфы) были распилены на кубики $2 \times 2 \times 2$ см, для измерения остаточной намагниченности на рок-генераторе ИР-2. Однако очень низкие значения магнитных свойств образцов отобранных на полуострове Гамова (указывающие на практическое отсутствие магнитной фракции) и большие внутриштуфные разбросы магнитных параметров, заставили признать эти породы не пригодными для палеомагнитного анализа и не рассматривать палеомагнитные данные в настоящей работе. Отобранные ориентированные образцы с острова Русский не были распилены.

Плотность (σ) определялась способом гидростатического взвешивания воздушно-сухих непарафинированных образцов пород на весах ВЛТЭ-2100. Для контроля за правильностью работы весов и увязки данных, приведения всех

определений к единому уровню, проводились измерения эталонного образца плотности, с плотностью 2,78 г/см³. Плотность определяется по формуле:

$$\sigma = P/(P-P_1) , \text{ г/см}^3,$$

где P – вес образца в воздухе, P_1 - вес образца в воде.

Образцы для определения плотности должны быть промаркированы так, чтобы номер образца не был смыт при взвешивании его в воде. Минимальный вес образцов 10 г, максимальный – до 2000 г.

Для вычисления средней плотности наиболее распространённых пород использованы многочисленные данные, охватывающие породы различного возраста большинства складчатых регионов (таблица 3.1) [29].

В породах нормального (щелочного) ряда наиболее низкой средней плотностью характеризуются граниты. По химическому составу они отличаются от остальных интрузивных пород наибольшим содержанием кремнезёма и наименьшим – фемических окислов.

Характерно так же наименьшее содержание окислов алюминия и кальция. От габбро до гранитов можно увидеть постепенное уменьшение плотности, которое определяется уменьшением содержания в породах фемических окислов и увеличением кремнезёма. Большое значение имеет также уменьшение содержания окислов кальция (от битовнита до альбита), т.е. направленный их изоморфизм. В группе ультраосновных пород изменение плотности происходит более резко и определяется главным образом большим содержанием фемических компонентов.

Породы щелочного ряда при одинаковом содержании кремнезёма с породами нормально ряда плотностью ниже, что обусловлено высоким содержанием щелочных элементов с большим атомным радиусом, образующим менее плотные упаковки минералов.

Средняя плотность и химический состав интрузивных и эффузивных пород по Дортман [29]

порода	σ_{cp} *Г/см ²	Средний химический состав, %						
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ , FeO, MgO, MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
Гранит	2,59	70	14,3	2,3	2,1	3,3	4,3	0,9
Гранодиорит	2,69	65	15,9	6,4	4,4	3,7	2,8	1
Диорит кварцевый	2,75	61,6	16,2	9,2	5,4	3,4	2,1	1,2
Диорит	2,81	56,8	16,7	11,8	6,7	3,4	2,1	1,4
Габбро	2,95	49,5	18	15,4	10,6	2,8	1	1
Андезит	2,49	59,6	17,3	9,4	5,8	3,6	2	1,3
Базальт	2,54	49	15,7	18,2	8,9	3,1	1,5	1,6

Корреляционные связи между породообразующими окислами и плотностью в пределах каждой петрографической группы пород принципиально аналогичны ряду гранит – габбро, но коэффициенты корреляции более низкие.

Закономерное изменение плотности интрузивных пород и их минерального состава показано в таблице 3.2. Повышение плотности пород в нормальном ряду гранит – перидотит происходит в результате постепенного уменьшения содержания микроклина и кварца, возрастания количества и основности плагиоклазов, изменения количества роговой обманки и появления пироксенов, которые в группе ультраосновных пород становятся главными породообразующими минералами. В группе сиенитов встречаются породы, состоящие почти исключительно из микроклина, в результате чего их плотность меньше плотности гранитов.

Характеристика плотности пород соответствует нормальному содержанию акцессорных минералов, которые сравнительно постоянно. В районах рудных месторождений часто наблюдается повышенное содержание акцессорных (рудных) минералов до 5 – 8% и более, что приводит к возрастанию плотности пород, если одновременно не происходят их метасоматические изменения. Так, средняя

плотность гранитов возрастает до 2,7 – 2,75 г/см³, основных пород – до 3,3 – 3,5 г/см³ [29].

Уплотнение текстуры и полнокристаллические структуры интрузивных пород обуславливают их большую пористость, которая для невыветрелых пород изменяется от 0,2 – 2% в гранитах до 0,1 – 1,5% в габбро и 0,1 – 0,3% в гипербазитах. Несколько повышенная пористость пород в обнажениях связана с их механическим выветриванием, фиксирующимся по плотности и скорости упругих волн даже в свежих сколах.

Таблица 3.2

Плотность (в г/см³) и минеральный состав интрузивных пород [29]

Порода	σ_{cp}	$\sigma_{min}-\sigma_{max}$	Минеральный состав, %					
			Кварц	Калевый полевой шпат	Плагиоклаз	Биотит	Амфибол, оливин	Пироксен
Гранит	2,58	2,55-2,67	35-25	60-35	0-40 (альбит-Олигоклаз)	0-10	-	-
Гранодиорит	2,69	2,62-2,78	25-20	20-10	-	10-20	-	-
Диорит кварцевый	2,75	2,65-2,81	20-5	10-0	45-65 (андезин)	-	20-30 (амфибол)	-
Диорит	2,81	2,67-2,92	5-0	-	50-65 (андезин-лабрадор)	-	20-30 (амфибол)	10-20
Габбро	2,95	2,85-3,05	-	-	40-65 (лабрадор)	-	-	35-50 (диобсид, авгит)

Влияние структуры пород на их плотность наблюдается редко. Примером могут служить граниты рапакиви, которые по составу близки к биотит-роговообманковым гранитам, но отличаются особой, своеобразной структурой и пониженной плотностью. Несколько повышенная плотность пород характерна для мелкозернистых жильных пород, примером может быть аплит. Для большинства интрузивных пород различие выражается в тысячных долях г/см³.

Для всех крупных петрографических групп интрузивных пород характерно изменение в определённых пределах плотности и состава. Так, средняя плотность крайних петрографических разновидностей группы гранитов различается на 0,12 г/см³, группы габбро – на 0,2 г/см³, группы гипербазитов – на 0,3 г/см³. Для отдельных массивов характерна кристаллизация пород с более постоянным составом и плотностью, т. е. развитие более узких петрографических групп пород. Их образование связано с особенностью магматизма и тектоники складчатых областей.

В процессе образования складчатых областей и платформ, сопровождающегося проявлениями магматизма, происходит закономерная смена одних естественных ассоциаций магматических пород другими, отличающимися по вещественно-минеральному составу и физическим свойствам.

Породы основного и среднего состава по содержанию породообразующих минералов подразделяются на разновидности, характеризующиеся различной плотностью (таблица 3.3).

Таблица 3.3

Плотность (в г/см³) пород среднего и основного состава [29]

Порода	$\sigma_{\text{ср}}$	$\sigma_{\text{min}} - \sigma_{\text{max}}$
Диорит:	2.81	2.67 – 2.92
кварцевый	2.75	2.65 – 2.81
биотит-роговообманковый	2.78	2.76 – 2.85
роговообманковый	2.89	2.83 – 2.9
Лабрадорит	2.67	2.63 – 2.69
Габбро:	2.95	2.85 – 3.05
пироксеновое	2.93	2.89 – 2.98
роговообманковое	2.90	2.87 – 2.99
кварцевое	2.85	2.75 – 2.99
оливиновое	3.08	3.02 – 3.1

Зависимость плотности от содержания цветных минералов в группе средних и особенно основных пород существенная, так как цветные минералы, представленные роговой обманкой или пироксеном, заметно отличаются по плотности от плагиоклазов, а в связи с их высоким процентным содержанием (до 50

%) возможны большие вариации в количестве. Особенно наглядно влияние цветного минерала видно при сравнении плотности нормального и лейкократового габбро.

На ранней стадии тектоно-магматического цикла образуются интрузии основных пород, сложенные оливиновыми и роговообманковыми габбро, габбро-норитами и диоритами (габбро-диабазовая и габбро-плагиогранитовая формации). Для образований этой стадии характерно развитие наиболее плотных разновидностей основных и средних пород. Однако во многих массивах основные породы существенно изменены процессом амфиболизации, приводящим к понижению их плотности.

В среднюю стадию тектоно-магматического цикла наиболее ранние интрузии образуют сложные дифференцированные массивы пород от основного до кислого состава. Габбро и диориты формации этой стадии представлены разновидностями пород с плотностью, характерной для среднего типа. Реже встречающиеся кварцевые диориты обладают повышенной плотностью. Габбро, габбро-диориты и диориты в формациях существенно гранитоидных пород средней и поздней стадий имеют подчинённое значение. Развита, как правило, лейкократовые разновидности с более низкой плотностью по сравнению с породами среднего типа. Кварцевые диориты имеют так же пониженную плотность.

Для платформенного и субплатформенного магматизма характерно преобладание пород основного состава и развитие разновидностей высокой плотности (пироксеновое габбро, габбро-нориты, нориты, оливиновое габбро).

Аномально низкую плотность для пород основного состава имеют анортозиты – существенно полевошпатовые породы. Пояса и крупные массивы анортозитов распространены в докембрийских складчатых областях и щитах (массивах) и по времени образования относятся к раннегеосинклинальному и внегеосинклинальному этапам.

Породы кислого состава по содержанию минералов и плотности подразделяются на более узкие группы (таблица 3.4). Плотность аляскитовых существенно микроклиновых гранитов, биотитов и биотит-роговообманковых гранитов и гранодиоритов различается на $0,03 - 0,05 \text{ г/см}^3$. Двуслюдяные граниты и

плагиограниты близки по плотности соответственно с аляскитовыми или биотитовыми. Хотя указанные разности гранитов и гранодиоритов различаются по цветным минералам, что отражается в названии породы, в минеральном составе происходит изменение содержания не только цветных минералов, но также кварца, КПШ и плагиоклаза. При нормальном содержании цветных минералов это главным образом и определяет различие в плотности пород. При одинаковом составе главных породообразующих минералов и различном содержании цветных минералов изменение плотности обуславливается количеством последних.

Таблица 3.4

Плотность (в г/см³) гранитов различного состава [29]

Порода	$\sigma_{\text{ср}}$	$\sigma_{\text{min}} - \sigma_{\text{max}}$
Гранит	2.59	2.55 – 2.68
аляскитовый микроклиновый	2.57	2.55 – 2.63
двуслюдяной	2.57	2.55 – 2.58
биотитовый	2.6	2.56 – 2.64
биотит-роговообманковый	2.64	2.6 – 2.68
рапшакиви	2.59	2.56 – 2.60
Плагиогранит	2.63	2.54 – 2.65
Пегматит и аплит	2.62	2.54 – 2.65
Гнейсо-гранит	2.61	2.5 – 2.65
Гранодиорит	2.69	2.64 – 2.78

В отдельных массивах аляскитовых, биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов дисперсия плотности пород очень небольшая (0,001 – 0,002 г/см³).

Гранодиориты и граниты, развитые в типичных формациях начала средней стадии (габбро-гранит-гранодиоритовой и др.) представлены, как правило, наиболее плотными разновидностями. Из гранитов преимущественно развиты биотит-роговообманковые и меланократовые биотитовые граниты; в некоторых комплексах наблюдаются плагиограниты.

К концу средней стадии большинство исследователей относят образования очень крупных батолитоподобных интрузий, приуроченных к ядрам антиклинорных структур или к разломам по границам геосинклинальных прогибов. Плотность гранодиоритов и гранитов в большинстве случаев соответствует породам среднего

состава; реже развиты биотит-роговообманковые граниты. В конечных дифференциатах наблюдаются аляскитовые граниты.

В поздней стадии развития и в период тектонической активизации складчатых областей в существенно гранитоидных формациях образуются лейкократовые разновидности гранодиоритов и гранитов, аляскитовые и двуслюдяные граниты; широкое развитие получают породы повышенной щёлочности (граносиениты, сиениты и др.). Плотность пород в большинстве случаев ниже плотности пород средних типов. В более поздних формациях периода активизации увеличивается роль пород повышенной плотности.

Интрузивные комплексы пород, образующиеся в процессе магматической дифференциации как многофазные интрузии, сопровождаются закономерным изменением плотности. Плотность уменьшается от фазы к фазе с уменьшением основности пород. Независимо от основности и плотности пород первой фазы породы последней фазы каждого комплекса имеют наиболее кислый (нормальный или щелочной) состав и плотность 2,57 – 2,60, реже 2,62 г/см³.

Плотностная характеристика интрузивных комплексов остаётся в большинстве случаев постоянной в пределах складчатой области и отличается от плотностной характеристики других комплексов.

Плотностная характеристика интрузивных комплексов различных складчатых областей является выдержанной для типичных формаций разных стадий тектоно-магматического цикла.

Повышенная плотность характерна для формаций ранней стадии, средняя – для формаций средней стадии и пониженная – для типичных формаций поздней стадии. В платформенных формациях плотность пород снова возрастает.

Магнитная восприимчивость (κ) измеряется индукционным способом на портативном приборе ИМВ-2 (измеритель магнитной восприимчивости или каппамер), по общепринятой методике [14]. Для контроля работы прибора и его эталонирования используется эталон N-60, со значением κ $-60 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Переводной коэффициент из системы СГС в СИ равен 12,56. При измерении

магнитной восприимчивости на ИМВ-2 рекомендуется соблюдать следующие условия:

а) образцы по размерам должны быть больше датчика (более 5×5 см);

б) плоскости образца должны быть относительно ровными, без резких выступов;

в) для каждого образца следует проводить несколько измерений по трем граням и по разным участкам грани. Полученные данные усредняют.

Магнитная восприимчивость является величиной безразмерной, принято только указывать систему единиц (10^{-6} ед. СИ) [25].

Магматические породы характеризуются очень широким диапазоном значений магнитной восприимчивости – от единиц до десятков тысяч 10^{-5} ед. СИ. Обуславливает это весьма разнообразную намагниченность пород (индуцированную и естественную остаточную) и тем самым различную интенсивность аномального магнитного поля.

В области слабомагнитных и магнитных пород попадают все главнейшие типы интрузивных пород, что говорит об отсутствии общей закономерной зависимости между магнитной восприимчивостью и основностью интрузивных образований.

Диаграмма зависимости магнитной восприимчивости пород от содержания ферромагнитных минералов $S_{\text{фм}}$, построенная по экспериментальным данным и теоретическим расчётам, резко делится на 2 части.

Для очень слабомагнитных пород ($\chi = (0 \div 50) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) закономерной связи между магнитной восприимчивостью пород и содержанием ферромагнитных минералов не обнаруживается. Содержание ферромагнитной фракции составляет 0,001 – 0,0001; ферромагнетик представлен редкими зёрнами – примесями в тёмноцветных минералах. Закон статистического распределения χ для разных петрографических групп пород является нормальным. Термомагнитные кривые χ слабомагнитных пород, так же, как и в тёмноцветных минералах с примесями ферромагнетиков сложные; на них проявляется пара- и ферромагнитный эффект.

В магнитных породах ($\chi > (50 \div 100) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и содержание ферромагнитной фракции $> 0,01$) ферромагнитный эффект создаётся главным образом крупными зёрнами магнетита (титаномагнетита). Для этих пород наблюдается закономерная корреляционная связь между χ пород и $C_{\text{фм}}$. Средний коэффициент пропорциональности $K_{\text{фм}}$ между магнитной восприимчивостью пород и содержанием ферромагнитных минералов равен $1,3 \cdot 10^{-3}$. В связи с разным составом ферромагнетиков, их структурой и текстурой включений $K_{\text{фм}}$ уменьшается для гранитоидов до $0,9 \cdot 10^{-3}$ и возрастает для габбро до $1,5 \cdot 10^{-3}$. Для различных петрографических групп пород статистический закон распределения χ является логнормальным. Термомагнитные кривые χ типичны для ферромагнетиков.

Различный статистический характер распределения магнитной восприимчивости пород, разная связь χ с минеральным составом, разная генерация ферромагнетиков позволяет разделить интрузивные образования на 2 класса: ферропарамагнитные и ферромагнитные. По принципиально аналогичной характеристике эффузивные образования так же подразделяются на два класса пород.

Зависимость магнитной восприимчивости пород от состава и концентрации минералов с разной восприимчивостью может быть выражена в общем виде формулой IV ($\chi = f(\chi_{\text{п}} V_{\text{п}}) + f(\chi_{\text{фм1}} V_{\text{фм1}}) + f(\chi_{\text{фм2}} V_{\text{фм2}})$), где $\chi_{\text{п}}$ – магнитная восприимчивость диамагнитных и парамагнитных минералов; $\chi_{\text{фм1}}$ – магнитная восприимчивость ферромагнитных рассеянных микрозерен (при концентрации до 0,01 – 0,1 %); $\chi_{\text{фм2}}$ – магнитная восприимчивость ферромагнитных минералов (при концентрации более 0,01 – 0,1 %); $V_{\text{п}}$, $V_{\text{фм1}}$, $V_{\text{фм2}}$ – объёмное содержание в породе соответствующих минералов.

Ввиду слабого магнитного взаимодействия диамагнитных и парамагнитных минералов создаваемый ими магнитный эффект определяется как произведение восприимчивости на концентрацию. Аналогично можно принять для рассеянной вкрапленности ферромагнитных зёрен ранней генерации.

Изучение связи между магнитной восприимчивостью и химическим составом пород весьма сложно в связи с недостаточной чувствительностью химических

анализов к тем тонким изменениям, которые влияют на магнитные свойства пород. Надёжные результаты могут быть получены лишь при большом статистическом материале.

В формуле IV обобщены усреднённые данные около 600 химанализов, пересчитанных на элементарный состав пород. Для каждой группы пород рассмотренных формаций элементарный состав получен по данным более 30 анализов, и магнитная восприимчивость по измерениям более 100 образцов. При высоком содержании железа, что характерно для пород основного и среднего состава, может образовываться большое количество магнетита (титаномагнетита) и соответственно отмечаться более высокая магнитная восприимчивость пород. Однако эта возможность образования магнетита является лишь потенциальной. Как следствие, чётко выраженной корреляционной связи между магнитной восприимчивостью пород и содержанием железа, а также кислорода не устанавливается. Корреляция χ с петрогенными элементами не наблюдается.

Наиболее общей и чётко выраженной закономерностью является связь коэффициентов, отражающих отношение двух- и трёхвалентного железа, с магнитной восприимчивостью пород. Коэффициент $\varphi = \text{Fe}^{3+} / \text{Fe}^{2+}$ для ферромагнитных пород варьирует от 0,49 до 0,98, в то время как для ферро-парамагнитных составляет 0,13 – 0,22.

Коэффициент $\varphi' = (\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+})_n$, характеризующий отношение трёх- и двухвалентного железа в породе, после исключения железа, связанного в магнетите, меняется в различно намагниченных породах аналогично коэффициенту φ . Повышенное содержание трёхвалентного железа в магнитных породах определяется не только присутствием в них магнетита, но и развитием изоморфных модификаций тёмноцветных минералов с более высоким содержанием Fe^{3+} по сравнению со слабомагнитными.

Изучение состава тёмноцветных силикатных минералов показывает их существенное различие в ферро-парамагнитных и ферромагнитных породах. Так, в слабо магнитных гранитоидах биотит и амфибол представлены железистыми

разностями; в магнитных породах часть железа идёт на образование магнетита и те же минералы являются более магнитными.

Соотношение двух- и трёхвалентного железа в гранитоидах различной магнитной восприимчивости изучено по данным многочисленных химических анализов и измерений χ . Разные соотношения Fe^{3+} и Fe^{2+} в расплаве определяют возможность кристаллизации в породах ильменита, магнетита, гематита. Недостаток Fe^{3+} является причиной преимущественной кристаллизации ильменита; при среднем соотношении образуется магнетит, при избытке Fe^{2+} в породах появляется гематит. Существенное значение на соотношение двух- и трёхвалентного железа в расплаве оказывает общая щёлочность. При увеличении количества щелочей возрастает активность закисного железа, как более сильного основания по сравнению с окисным железом.

Для эффузивных пород наблюдается общий характер распределения магнитной восприимчивости, подобный интрузивным.

Близкий химический и количественно-минеральный состав эффузивных пород и их интрузивных аналогов находит своё отражение в идентичности общей характеристики магнитной восприимчивости. Однако в силу различия условий кристаллизации, а так же превращения кайнотипных эффузивов в палеотипные магнитная восприимчивость вулканогенных пород отличается от магнитной восприимчивости интрузивных пород.

Для вулканогенных образований, так же как и для интрузивных пород, характерна зависимость χ от условий образования в разных формациях и наличие во всех группах пород ферромагнитных и ферро-парамагнитных разновидностей.

Быстрое и неравномерное остывание эффузивных пород, мало отражающееся на составе породообразующих минералов, сказывается на характере ферромагнетиков. Поэтому по магнитной восприимчивости эффузивные толщи, сложенные парамагнитными породами, существенно не отличаются от интрузий; это отличие отчётливо проявляется для ферромагнитных пород. Быстрая скорость кристаллизации способствует образованию в эффузивных породах не только магнетита, но и титаномагнетита, особенно в основных разностях; часто

наблюдается распад последнего с образованием ильменита или ульвошпинели. Ферромагнетики, как правило, кристаллизуются в мелких зёрнах – от пылевых до 0,01 – 0,5 мм. Как следствие, средняя магнитная восприимчивость различных групп эффузивных пород ниже, чем их интрузивных аналогов. Кроме того, разный размер зёрен, а также их неравномерное распределение в разных частях потоков, лав и вулканических аппаратах определяют большую дисперсию магнитной восприимчивости пород.

Особенностью эффузивных образований является зависимость магнитной восприимчивости от условий кристаллизации пород в различных фациях: покровной, пирокластической, экструзивной. Поэтому при принципиально тех же химических различиях эффузивных пород разной магнитной восприимчивости (как и их интрузивных комагматов) можно увидеть специфические особенности, свойственные различным фациям.

На изменение магнитной восприимчивости существенное влияние оказывают так же вторичные гидротермально-метасоматические и гипергенные процессы. Они приводят к новообразованию ферромагнетиков, их разрушению или окислению первичных ферромагнитных минералов с образованием менее магнитных разновидностей.

Все петрофизические группы и разновидности интрузивных пород (граниты, гранодиориты, диориты, габбро и др.) обладают идентичным характером распределения магнитной восприимчивости, а именно – широким диапазоном изменения значений параметра – от $(1 - 4) * 10^{-5}$ ед. СИ до нескольких тысяч 10^{-5} ед. СИ. Максимальное значение $\chi_{ср}$ пород различных петрографических групп увеличивается с повышением основности. Для всех групп характерно наличие пород обоих классов – ферро-парамагнитного и ферромагнитного.

Названные петрографические группы пород формируются в весьма различных условиях; они встречаются в образованиях от архейского до кайнозойского времени и слагают массивы в древних щитах, в складчатых областях и зонах тектонической активности. При идентичности состава пород, что характерно для разновозрастных,

но аналогичных формаций, магнитная восприимчивость петрофизических групп пород является значительно более постоянной.

Габбро формаций ранней и средней стадий содержат магнетит и титаномагнетит до 2 – 6 %. Магнитная восприимчивость слабоизменённых основных пород высокая при значительном колебании средних значений в отдельных массивах. Большая дисперсия параметра κ наблюдается в пределах комплексов, массивов, связана как с различным процентным содержанием ферромагнетиков, так и с их составом (от почти чистых сильномагнитных магнетитов до существенно титанистых титаномагнетитов с более низкой магнитной восприимчивостью); в ряде случаев наблюдается замещение последних парамагнитным ильменитом. Величина I_n пород высокая; $Q = 0,3/0,5$, реже достигает 2 – 3. Высокие значения κ и I_n характерны для всех разновидностей пород этих формаций – габбро, норитов, габбро-диоритов и др.

Во многих массивах и комплексах широко проявлены процессы амфиболизации габбро и другие автометасоматические изменения, приводящие к уменьшению магнетита и титаномагнетита и понижению магнитной восприимчивости пород. Процессы амфиболизации и другие автометасоматические изменения основных пород ранней стадии, имеющие региональное распространение, приводят к обратному по сравнению с серпентинизацией эффекту – понижению магнитной восприимчивости.

Для диоритов ранних формаций так же характерна высокая магнитная восприимчивость, однако меньшая, чем для основных пород; процессы автометасоматоза в них проявлены слабее.

Габбро, габбро-диориты и диориты формации батолитов пёстрого состава средней стадии в большинстве случаев магнитны; но средняя величина κ и J_n ниже таковой для тех же групп ранней стадии. При этом в разных комплексах статистические параметры одноимённых пород различны. Реже распространены комплексы слабомагнитных пород.

Габбро, габбро-диориты и диориты в формациях конца средней и начала поздней стадии имеют подчинённое значение. Они являются преимущественно ферропарамагнитными с $\chi = (20-200) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

В позднюю стадию тектономагматических циклов образуются массивы габбро и диоритов вновь с высокой магнитной восприимчивостью.

Для платформенного и субплатформенного интрузивного магматизма характерно преобладание пород основного состава, магнитная характеристика которых весьма различна. Так, интрузивные траппы, сложенные долеритами различного состава, титан-авгитовыми диабазами и габбро-диабазами, содержат в среднем 2 – 5 % ферромагнитных минералов, главным образом титаномагнетита. Магнитная восприимчивость их меняется от $100 \cdot 10^{-5}$ до $1500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, но для наиболее распространённых комплексов составляет $(500 - 1000) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Величина J_n имеет высокое значение, различное по направлению. Различная контрастная намагниченность характерна для разных платформенных формаций и для однотипных формаций различных месторождений.

Массивы габброидов в никеленосных провинциях слабомагнитны. Следует отметить, что никель и железо (ферромагнитные элементы) образуют парамагнитные минералы. Массивы основных пород в пределах железорудных провинций характеризуются высоким содержанием магнетита или титаномагнетита и имеют высокое значение χ и J_n . Это массивы габбро-анортозитов, с которыми связаны месторождения титаномагнетитовых руд, массивы габбро-перидотитов и щелочно-габброидной формаций, типичные для образования магнетитовых руд.

Основную характеристику имеют анортозиты, развитые в докембрийских щитах, срединных массивах и в некоторых древних складчатых областях.

В формациях ранней стадии установлены кислые интрузивные породы существенно натрового состава – плагиограниты, встречающиеся в виде небольших тел, но иногда образующие массивы среднего размера (габбро-плагиогранитовая формация). Плагиограниты имеют слабую магнитную восприимчивость и низкую естественную остаточную намагниченность, редко несколько повышенную χ (до $300 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), что связано с их составом.

В средней и поздней стадиях гранодиориты и граниты играют основную роль среди интрузивных пород; реже гранитоидные комплексы начинаются с внедрения диоритов и ещё реже с габбро.

В формации батолитов пёстрого состава средней стадии гранитоиды характеризуются в большинстве высокими значениями χ и J_n . При более дробном подразделении на ряд формаций каждая из них имеет специфический состав пород, а соответствующие им комплексы пород – различную магнитную характеристику.

Большинство исследователей относит образования очень крупных батолитоподобных интрузий, приуроченных к ядрам антиклинорных структур или к разломам по границам геосинклинальных прогибов, к концу средней стадии. Эти многофазные интрузии с существенным преобладанием гранодиоритов или гранитов выделяются в гранит-гранодиоритовую и гранитовую формации.

Гранит-гранодиоритовая формация по магнитной характеристике подразделяется на две субформации – ферромагнитную и парамагнитную. Магнитная восприимчивость пород первой субформации – высокая; в парамагнитной субформации все группы пород различных комплексов от габбро (или диоритов) до лейкогранитовых гранитов слабомагнитны.

В поздней стадии гранодиорит-гранитовая формация подразделяется на две субформации – парамагнитную и ферромагнитную; в более поздней гранит-лейкогранитовой формации преобладают ферромагнитные породы. Как исключение, к этим формациям относят гранитоиды со слабой магнитной восприимчивостью.

Таким образом, в конце средней – начале поздней стадий тектономагматических циклов, т. е. во время завершения складчатости, образуются породы с очень слабой магнитной восприимчивостью, относящиеся к классу ферропарамагнитных. Интрузии этих формаций и субформаций слагают батолитоподобные массивы крупнейших антиклинорных зон складчатых областей, развитых в фундаментах средних массивов и во многих случаях в докембрийских образованиях древних щитов.

Во внегеосинклиальный период (автономная тектоническая активизация) образуются диориты, гранодиориты, биотитовые и лейкократовые граниты, граносиениты и сиениты, имеющие преимущественно высокую магнитную восприимчивость; слабомагнитные породы встречаются редко.

Для платформенных областей характерно развитие специфических гранитов рапакиви, магнитная восприимчивость которых не превышает $50 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

3.2. Петрофизические характеристики гранитоидов полуострова Гамова и острова Русский

В настоящее время установлено, что прибрежная зона Приморья, континентальный склон и материковый шельф, являются зоной глубинного структурно-вещественного преобразования континентальной коры в океаническую. В рамках изучения структурно-вещественных изменений в этой зоне производится исследование физических свойств горных пород континентального обрамления и островов. В данной главе описываются результаты петрофизических исследований гранитоидных пород п-ва Гамова и о-ва Русский.

3.2.1. Петрофизические характеристики магматических комплексов полуострова Гамова

Начиная с 2011 года на полуострове Гамова собрана, представительная коллекция образцов гранитоидных комплексов, выделенных на полуострове: позднепермского тоналит-гранодиоритового гамовского (189 шт.) и раннеюрского гранитного-лейкогранитного гвоздевского комплексов (43 шт.).

Как упоминалось выше, в строении гамовского тоналит-гранитного комплекса участвуют породы двух фаз. Однако на п-ове Гамова выделена только первая. Кварцевые диориты характеризуются более высокими значениями плотности ($\sigma_{\text{ср}} - 2,850 \text{ г/см}^3$) и магнитной восприимчивости ($\chi_{\text{ср}} - 370,9 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ) по сравнению с гранодиоритами ($\sigma_{\text{ср}} - 2,720 \text{ г/см}^3$) и ($\chi_{\text{ср}} - 231,5 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ). Это обусловлено

содержанием кварца (до 5% в кварцевых диоритах и 15% - 20% в тоналитах, гранодиоритах) и преобладанием роговой обманки в кварцевых диоритах. По петрофизическим свойствам кварцевые диориты хорошо выделяются от тоналитов, гранодиоритов. На диаграмме соотношений плотности и магнитной восприимчивости, гранодиориты образуют вытянутую по плотности область это связано с тем, что в гранодиоритах присутствуют автоксенолиты кварцевых диоритов, что повышает их плотность. Так как визуально разделить тоналиты и гранодиориты невозможно (только в шлифах по содержанию кварца и кремнезема, однако и тут есть сложности, в переходных формах, содержание кварца как у тоналитов, а кремнезема как у гранодиоритов), можно предположить, что в верхней части области располагаются тоналиты, а в нижней гранодиориты. Кварцевые диориты на диаграмме соотношений располагаются в верхней части (рисунок 3.2.).

Породы, распространенные на полуострове Гамова (кварцевые диориты, гранодиориты), характеризуются повышенными значениями плотности относительно остального батолита, расположенного восточнее выделенного участка [30]. Это связано с преобладанием Na, Ca плагиоклазов над калиевыми полевыми шпатами и содержанием темноцветных минералов (от 10 до 20-25 %). Эти же породы характеризуются невысокими значениями магнитной восприимчивости (от 104.8 до $517.6 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ), которая, скорее всего, обусловлена содержанием парамагнитных темноцветных минералов (биотит, роговая обманка), причём с преобладанием роговой обманки в кварцевых диоритах происходит незначительное повышение этого параметра. Также, возможно, низкие значения магнитной восприимчивости гранитоидов полуострова можно объяснить вторичным, более поздним, перемагничиванием пород.

В северо-восточной части полуострова Гамова выделяется раннеюрский гвоздевский гранит-лейкогранитный комплекс. Необходимо отметить, что граниты этого комплекса пространственно и структурно тесно связаны с гранитоидами гамовского комплекса. Минеральный и химический состав, геохимические и металлогенические особенности, дайковые и жильные тела гвоздевских гранитов

однотипны с позднепермскими гранитами второй фазы гамовского тоналит-гранитного комплекса.

Однако, по физическим свойствам раннеюрские граниты гвоздевского комплекса, отобранные в бухте Теляковского, отличаются от позднепермских гранитоидов гамовского комплекса. Среднее значение плотности раннеюрских гранитов σ - 2,590 г/см³ (рисунок 3.1.). Соответствует нормальной плотности биотитовых гранитов (одинаковое содержание КШШ (25-30%) и плагиоклаза (25-30%)) по Дортман [29, 30]. Значения магнитной восприимчивости крайне низки, $\chi_{\text{ср.}}=39,6 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ (рисунок 3.1.), можно считать, что эти породы не магнитные.

На диаграмме соотношения плотности и магнитной восприимчивости (рисунок 3.2.) раннеюрские граниты образуют область в крайнем левом углу, отличаясь пониженными значениями как плотности, так и магнитной восприимчивости. Возможно это связано с тем, что граниты содержат кислый, бедный кальцием плагиоклаз, и большим количеством калиевого полевого шпата, а также минимальным содержанием темноцветного минерала, преимущественно биотита (3-5%) [30].

Гистограммы распределения плотности и магнитной восприимчивости магматических комплексов п-ова Гамова

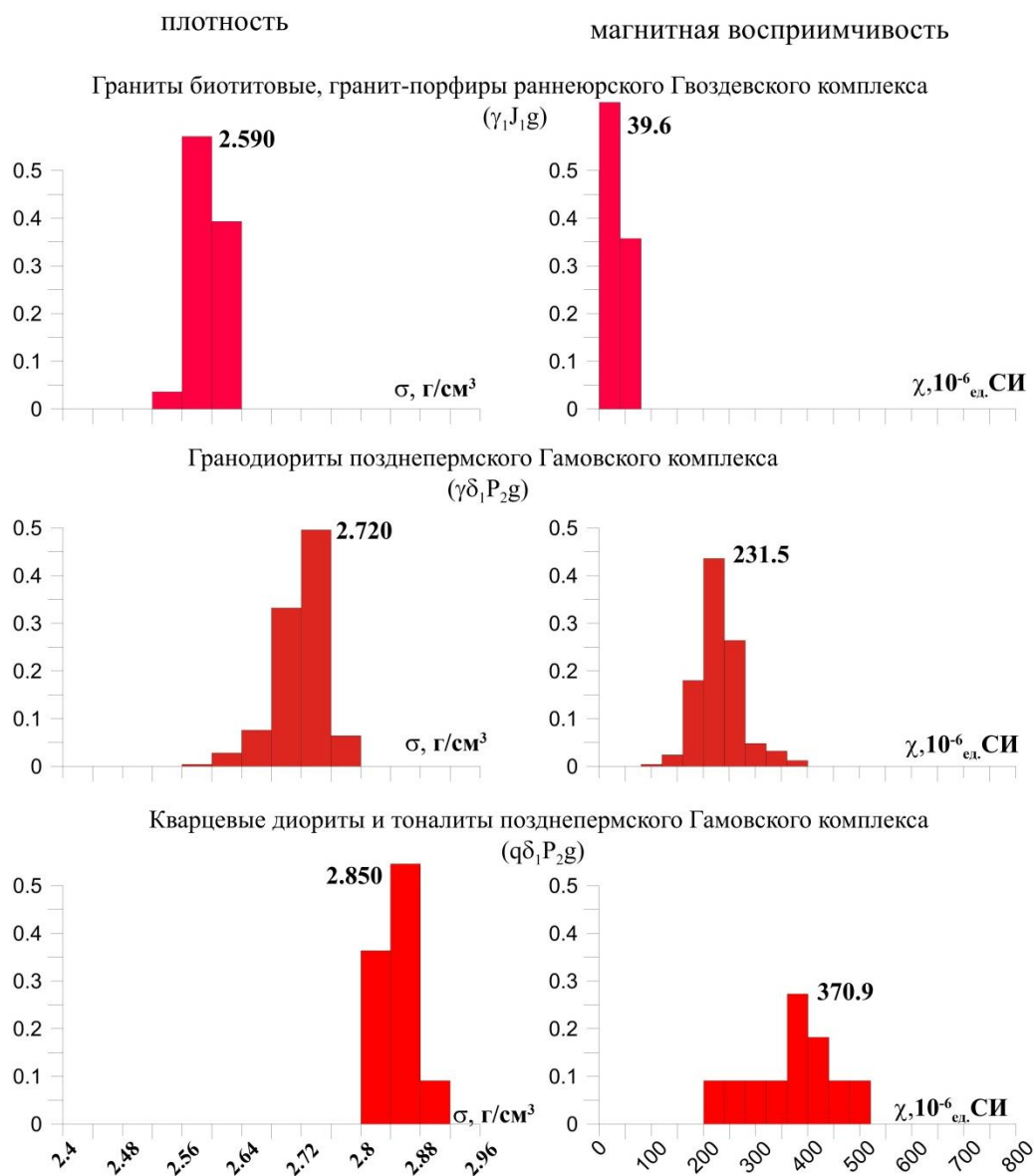
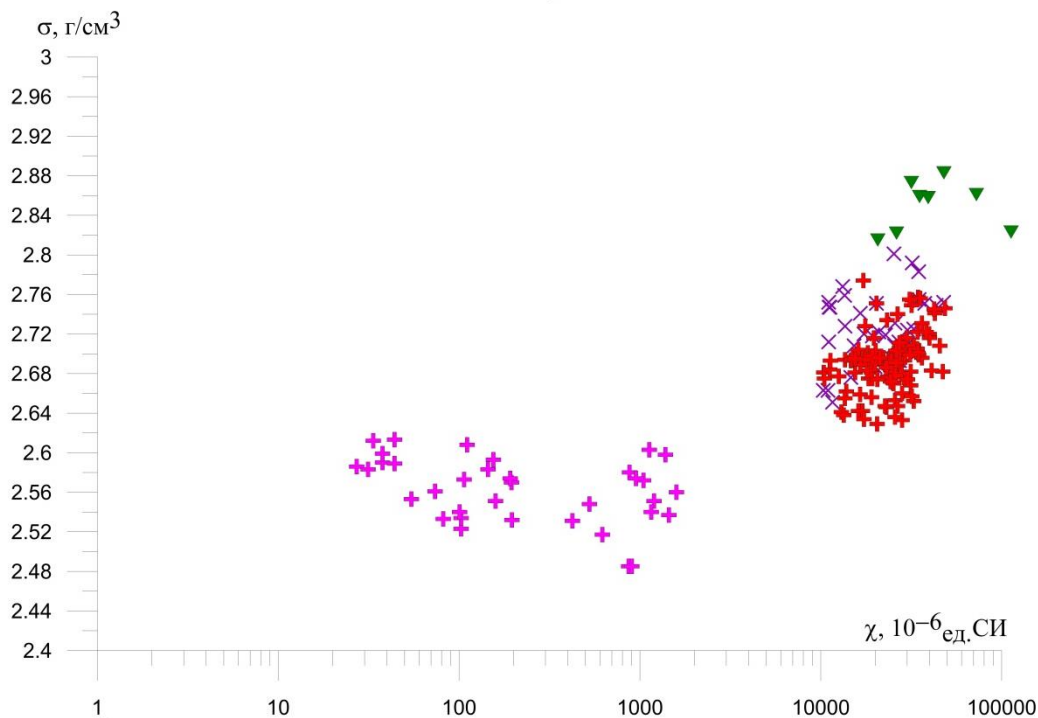


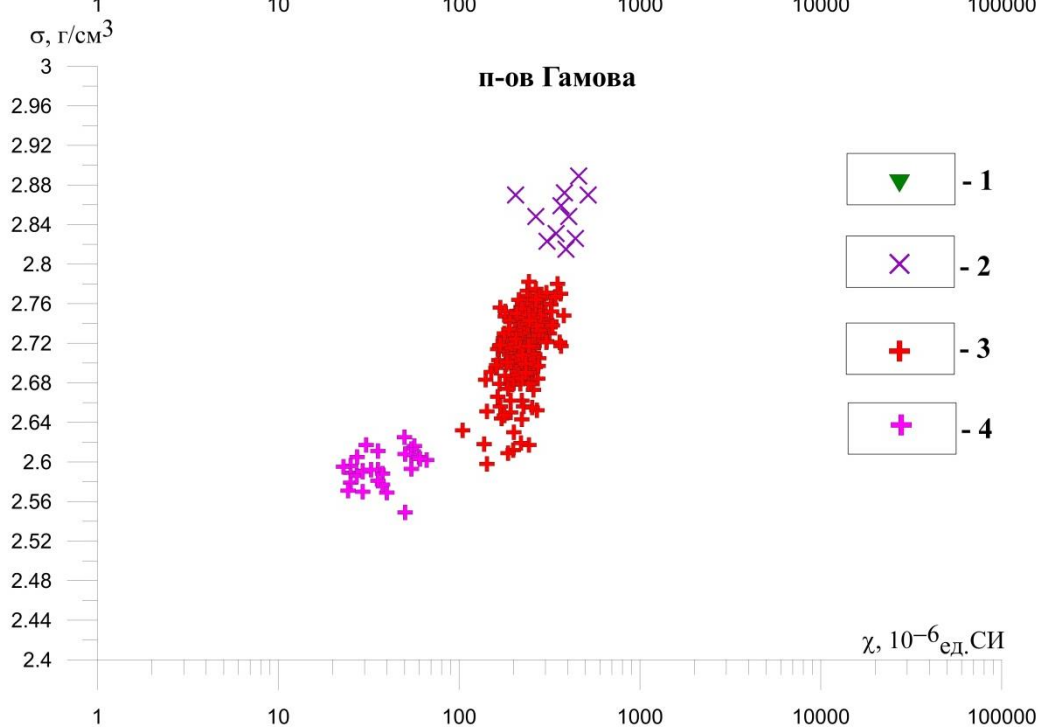
Рисунок 3.1. Гистограммы распределение плотности и магнитной восприимчивости магматических комплексов полуострова Гамова

**Диаграмма соотношений плотности и магнитной восприимчивости
гранитоидных комплексов**

о. Русский



п-ов Гамова



- ▼ - 1
- × - 2
- + - 3
- + - 4

Рисунок 3.2. Диаграмма соотношения плотности и магнитной восприимчивости гранитоидных комплексов. 1 – дайка базитов (?) о. Елена; 2 – кварцевые диориты; 3 – гранодиориты – о. Русский, гранодиориты, тоналиты – п-ов Гамова; 4 – лейкократовые граниты, гранит-порфиры – о. Русский, граниты биотитовые, гранит-порфиры – п-ов Гамова (J_1g)

3.2.2. Петрофизические характеристики магматических комплексов острова Русский

Остров входит в состав архипелага императрицы Евгении, вытянутого от п-ова Муравьева-Амурского в юго-западном направлении. В тектоническом плане указанный архипелаг является морским продолжением Муравьевского горст-антиклинория, ограниченного Муравьевским и Артемовским разломами. Основной горст-антиклинория являются купольные структуры гранитного и базитового состава, выделенные по геоморфологическим данным С.М. Тащи (1991 г.) и А.А. Гавриловым [11, 31], а также по геофизическим материалам - С.Н. Кононец (1991 г.).

Район залива Петра Великого является местом сочленения трех геологических структур [15, 22] и представляет собой зону перехода от континента к котловине Японского моря [22]. В обозначенной зоне происходила структурно-вещественная перестройка континентальной коры под действием позднемезозойских и кайнозойских деструктивных процессов. Комплексное геолого-геофизическое изучение этой зоны имеет большое значение для выяснения механизмов формирования Японского моря и понимания взаимосвязи наземных и морских структур. Для корректной интерпретации геофизических полей, полученных на акватории залива Петра Великого, необходимо знание физических свойств геологических комплексов, развитых на островах и в обрамлении залива. В качестве одного из таких объектов (2005-2010 гг.) был выбран о. Попова, характеризующийся разнообразием магматических комплексов. Результаты геолого-петрофизических исследований магматических (габброидов позднепермского муравьевского комплекса и гранитоидов седанкинского комплекса этого же возраста) пород изложены в статье Кононец и др., 2014 [20].

В 2015-2017 гг. продолжилась работы по геолого-петрофизическому изучению островов.

С 2015 года на острове была собрана представительная коллекция образцов, однако работы еще продолжаются и поэтому приводятся предварительные результаты петрофизических исследований.

До недавнего времени на о. Русский муравьевский габбро-диабазовый комплекс не выделялся. Однако найденная на о. Елены (отделен от о. Русский искусственным каналом) дайка базитового (?) состава по физическим свойствам совпадает с меланократовыми габброидами муравьевского комплекса описанными на о. Попова в статье Кононец и др., 2014 [20]. Базиты (?) дайки характеризуются физическими параметрами: $\sigma_{\text{ср.}}$ - 2,849 г/см³ и $\chi_{\text{ср.}}$ = 48295,1·10⁻⁶ ед.СИ. Дайка прорывает позднепермскую владивостокскую вулканогенно-осадочную свиту. На п-ове Муравьева-Амурского образования муравьевского габбро-диабазового комплекса также прорывают позднепермскую вулканогенную владивостокскую свиту. Можно предположить присутствие подобных базитовых даек (тел) в северо-западной части острова (п-ова Кодратенко), где также выделена владивостокская свита.

Гранитный массив о. Русский принято считать петротипом позднепермского гранит-гранодиоритового седанкинского комплекса, так как здесь наиболее полно представлены гранитоидные разности всех трех интрузивных фаз. По физическим величинам первые две фазы (кварцевые диориты и гранодиориты) трудно разделить, т.к. многие образцы гранодиоритов содержат ксенолиты диоритов или ксенолиты в различной степени гранитизированных и ороговикованных пород габбро-диабазового комплекса, что повышает их плотность. На диаграмме соотношений плотности и магнитной восприимчивости (рисунок 3.2.) кварцевые диориты показаны отдельным значком. Плотность пород первой фазы ($q\delta_1P_2S$) изменяется 2,651 до 2,792 г/см³ ($\sigma_{\text{ср.}}$ = 2,720 г/см³). Магнитная восприимчивость изменяется от 10287 до 56146·10⁻⁶ ед. СИ ($\chi_{\text{ср.}}$ = 22842,9·10⁻⁶ ед. СИ). Соответственно, физические параметры гранодиоритов ($\gamma\delta_2P_2S$): плотность - $\sigma_{\text{ср.}}$ = 2,690 г/см³; магнитная восприимчивость - $\chi_{\text{ср.}}$ = 25150,1·10⁻⁶ ед. СИ (рисунок 3.3.). При сравнении областей распространения фигуративных точек гранитоидов первой-второй фаз (рисунок 3.2.)

о-ва Русский и гранитоидов п-ова Гамова, можно отметить, что кварцевые диориты и гранодиориты о-ва Русский составляют однородный массив по физическим параметрам и хорошо обособляются от гранитов третьей фазы. Возможно, это подтверждает предположение некоторых исследователей [4] о нахождении под гранитоидами острова более основных пород, которые, возможно, составляют единый габбро-гранитный комплекс. Породы третьей фазы (лейкограниты, м/з граниты, гранит-порфиры), характеризуются пониженными значениями магнитной восприимчивости: $\sigma_{\text{ср.}} = 2,560 \text{ г/см}^3$, $\chi_{\text{ср.}} = 461,1 \cdot 10^{-6} \text{ ед. СИ}$ (рисунок 3.3.). Плотность соответствует гранитам с одинаковым содержанием плагиоклаза и калиевого полевого шпата, а низкая магнитная восприимчивость – подтверждается в низком содержании магнитных и темноцветных минералов (редко роговая обманка, биотит 2-5%). На диаграмме соотношения плотности и магнитной восприимчивости, граниты третьей фазы образуют две области: слабо магнитные $\approx 1000 \cdot 10^{-6} \text{ ед. СИ}$ и практически не магнитные $\approx 100 \cdot 10^{-6} \text{ ед. СИ}$. Скорее всего, первая группа (слабomagнитные лейкократовые граниты: $\chi_{\text{ср.}} = 1145 \cdot 10^{-6} \text{ ед. СИ}$; $\sigma_{\text{ср.}} = 2,553 \text{ г/см}^3$), характеризует породы нормальной или слабо повышенной щелочности с преобладанием натрия над калием, с невысоким содержанием феррических минералов [21], тогда как вторая группа (практически не магнитные - $\chi_{\text{ср.}} = 110 \cdot 10^{-6} \text{ ед. СИ}$; $\sigma_{\text{ср.}} = 2,572 \text{ г/см}^3$), соответствует гранитам с практически одинаковым содержанием плагиоклаза и калиевого полевого шпата (с небольшим преобладанием калия над натрием), и также невысоким содержанием феррических минералов (в основном биотита до 3%). По последним данным [32], эти граниты могут быть отнесены к более поздней активизации (триас-юрской). Как видно из рисунка 3.2., практически не магнитные граниты острова Русский совпадают с аналогичными породами раннеюрских гранитов, выделенных на полуострове Гамова [30].

**Гистограммы распределения плотности и магнитной восприимчивости
магматических комплексов острова Русского**

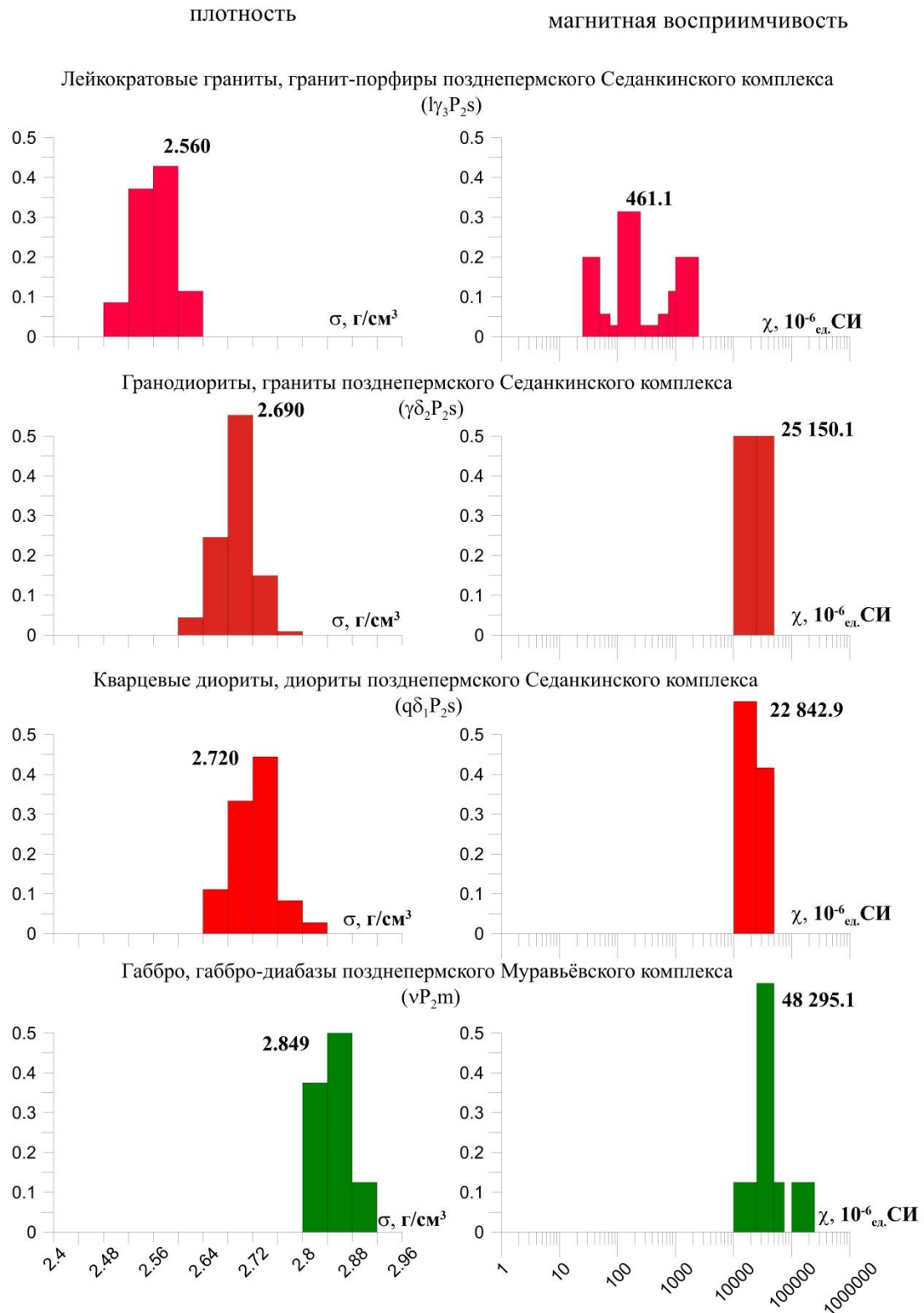


Рисунок 3.3. Гистограммы распределение плотности и магнитной восприимчивости магматических комплексов острова Русский

Заключение

Описанные массивы (гамовский и седанкинский) относятся к петротипам своих комплексов. Имеют позднепермский возраст.

Петрохимические особенности и глубинные условия кристаллизации седанкинских (о-в Русский) гранитов позволяют отличить их от гранитоидов гамовского комплекса. Также гранитоиды этих комплексов имеют и отчетливое металлогеническое различие. На контактах с седанкинскими гранитоидами отмечаются сульфиды меди, тогда как с метасоматически измененными гранитоидами гамовского комплекса устанавливается четкая связь шеелитовой минерализации.

Результаты петрофизических исследований разновозрастных гранитоидов п-ва Гамова показали, что по физическим свойствам позднепермские гранитоиды хорошо отличаются от раннеюрских гранитоидов.

Кварцевые диориты первой фазы отличаются повышенными значениями плотности и магнитной восприимчивости от тоналитов, гранодиоритов. Вытянутая по плотности область фигуративных точек (тоналитов, гранодиоритов), возможно, характеризует Гамовский массив как неоднородный по содержанию кварца и кремнезема.

Породы, отобранные на п-ове Гамова, отличаются повышенной плотностью и пониженными значениями магнитной восприимчивости. Это может быть связано с несколькими факторами: расположение блока на окраине континента (воздействие деструктивных тектонических процессов) и совпадение восточной границы блока с Западно-Приморским разломом, разделяющим складчатые системы (предполагается, что разломная зона является проницаемой средой для мантийных флюидов).

Результаты изучения физических характеристик интрузивных пород о. Русский показали, что хорошо обособливаются базиты (?) дайки с о-ва Елена и скорее всего она относится к позднепермскому муравьевскому габбро-диабазовому комплексу и имеет физические свойства, аналогичные меланократовым габброидам

о. Попова. Невозможность разделить по физическим свойствам кварцевые диориты первой фазы и гранодиориты второй скорее всего говорит об однородности массива. Скорее всего под гранитоидным массивом находится тело основного состава, на это указывают и косвенные признаки (ксенолиты ороговикованных габбро в гранодиоритах и магнитные аномалии).

Граниты, относящиеся к третьей фазе позднепермского гранодиорит-гранитного комплекса о-ва Русский, имеют одинаковые петрофизические характеристики с аналогичными гранитами п-ова Гамова (выделенными в раннеюрский гранит-лейкогранитный комплекс). Эти породы практически немагнитные и характеризуются незначительным преобладанием калия над натрием. По последним исследованиям [32] эти граниты могут быть отнесены к более поздней, триас-юрской активизации (возраст гранит-порфиров о-ва Русский – 250 - 163 ± 4 млн. лет, п-ова. Гамова – 200 млн. лет соответственно).

Различие позднепермских комплексов (гамовского и седанкинского) по петрофизическим свойствам хорошо видно на диаграммах соотношений. Принадлежность гамовских гранитоидов к ильменитовой серии характеризует их как слабомагнитные, по сравнению с магнитными гранитоидами седанкинского комплекса.

Широкое использование геофизических методов в изучении коры окраинных морей (к этой зоне относится юг Приморья) вызывает необходимость систематического и всестороннего исследования физических свойств – объективного количественного отражения состава, структуры, текстуры, условий возникновения и геологической истории горных пород. Знания физических свойств (плотности, магнитной восприимчивости) и их взаимосвязи необходимо при интерпретации результатов гравиметрических и магнитометрических наблюдений, а также для непосредственного решения различных геологических задач.

Полученные петрофизические данные могут быть использованы при структурно-плотностном моделировании, которое позволяет решать проблему структурно-вещественной трансформации земной коры на стыке ее разнородных

типов, а также при интерпретации магнитных и гравитационных полей как островов, так и прилегающей акватории.

Список литературы

Опубликованная

1. Берсенев И.И. Схема тектонического районирования Приморского края. Геология СССР, т. XXXII, 1969.
2. Бураго А.И., Шлыков С.А. Карта оценки экологического состояния Владивостока масштаба 1:25 000. Владивосток, Изд-во Приморский Центр Геодезии и Картографии, 1995.
3. Бураго В.И. Владивостокский горизонт верхней перми Юго-Западного Приморья. // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя Юга Дальнего Востока, Владивосток, 1990, с. 81-103.
4. Валитов М.Г., Кононец С.Н., Кулинич Р.Г. Строение земной коры в зоне сочленения котловины Японского моря с геологическими структурами Юго-Западного Приморья // Океанологические исследования: тез. докл. конф. молодых ученых ТОИ ДВО РАН, Владивосток, 27-30 сентября 2001, Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 201–208.
5. Васильев Б.И., Шуваев А.С., Баянов А.Г. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Сихотэ-Алинская, листы К-52-ХII, XVIII. Объяснительная записка Приморский ТГФ, 1961.
6. Васильев Б.И., Нечаюк А.Е. Перспективы нефтегазоносности депрессии Амурского залива. Вестник ДВО РАН, 2001, № 5.
7. Виттенбург П.В. Геологическое описание полуострова Муравьева-Амурского и архипелага императрицы Евгении. // Зап. об-ва изучения Амурского края, т. XV Петроград, 1916. 480 с.
8. Вржосек А.А. Габбро-кортландитовый комплекс Юго-Западного Приморья. // Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 49-52.
9. Вржосек А.А. Габбро-диабазовая формация Хасанско-Гродековской складчатой зоны. // Базиты и гипербазиты Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 68-85.

10. Вржосек А.А., Сахно В.Г. Позднепермский гранитоидный магматизм восточной активизированной окраины Сино-Корейского щита. // Сборник Проблемы магматизма и метаморфизма восточной Азии. – Новосибирск, 1990- С 126-135.

11. Гаврилов А.А. Острова залива Петра Великого как структурные элементы Южно-приморского участка зоны сочленения Евразийского континента и впадины Японского моря. // Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого, Японского моря. М: ГЕОС, 2008. Т. 1 С. 312-339.

12. Геология СССР. Том XXXII. Приморский край. Часть 1. Геологическое описание. Коллектив авторов. - М., Недра, 1969, 696 с.

13. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, Ханкайская серия, листы К-52-ХII (Владивосток), К-52-ХVIII (Зарубино). СПб., Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2004.

14. Ефимов Ф.Н. Каппаметрическое и магнито-фракционно-минералогическое изучение осадочных образований. Недра, 1969. 85 с.

15. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И. Западно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс и его тектоническая позиция в Западно-Тихоокеанской зоне перехода континент–океан. Владивосток: Дальнаука, 2005. 315 с.

16. Изосов Л.А., Съедин В.Т., Емельянова Т.А., Кононец С.Н., Валитов М.Г., Крамчанин К.Ю. Новые данные по магматическим комплексам острова Попова и некоторые проблемы геологии залива Петра Великого // Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого Японского моря. М.: ГЕОС, 2008. С.355–378.

17. Изосов Л.А., Съедин В.Т., Емельянова Т.А., Кононец С.Н., Валитов М.Г., Крамчанин К.Ю. Геологические формации острова Попова и проблемы геологии залива Петра Великого // Тектоника и глубинное строение Востока Азии: VI Косыгинские чтения (мат-лы докл. Всероссийской конф., 20-23 января 2009, г. Хабаровск). Хабаровск 2009. С. 44–47.

18. Коваленко С.В. Раннеюрские граниты Западного Приморья // Мезозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока: Материалы V петрограф. совещ. Хабаровск: ДВИМС, 2001. С. 41-43.
19. Конников Э.Г., Ермолов П.В., Добрецов Г.Л. Петрология сининверсионных габбро-гранитных серий. Тр. Геол. ин-та СО АН СССР. Вып. 5. Новосибирск: Наука, 1977. 143 с.
20. Кононец С.Н., Съедин В.Т., Харченко Т.А., Валитов М.Г., Изосов Л.А. Геологическое строение и петрофизические свойства горных пород острова Попова (залив Петра Великого Японское море) // Тихоокеанская геология, 2014. том 33. № 2. С. 39-52.
21. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Касаткин С.А., и др. Гранитоиды гамовского интрузива, его особенности, индикаторная и геодинамическая роль (Южное приморье). // Геология и геофизика, 2015, т. 56, № 12, С. 2134-2152.
22. Кулинич Р.Г. Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным: автореф. дис. ... канд. геол. - мин. наук. Владивосток, 1969. 27 с.
23. Мельников Н.Г., Изосов Л.А. Структурно-формационное районирование Приморья (докайнозойские структуры). // Тихоокеанская геология, 1984. №1. С. 53-61.
24. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч. III: Основные черты тектоники и истории развития. Препринт. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 60 с.
25. Сухин М.В. Методические рекомендации по проведению петрофизических исследований при геологическом картировании. Препринт. Хабаровск, 1980, 68 с.
26. Сясько А. А., Вржосек А. А., Дубинский А. П., Кононец С. Н., Короткий А. М., Кутуб-Заде Т. К., Лях И. И., Неволин П. Л., Попов В. К., Родионов А. Н., Углов В. В., Уткин В. П., Шлыков С. А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Сихотэ - Алинская. Листы К-52-ХII, XVIII. Объяснительная записка.

27. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980, 144 с.

28. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987, 232 с.

29. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / Под ред. Н.Б. Дортман, - 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1984, 455 с.

30. Харченко Т.А., Валитов М.Г. Петрофизические исследования разновозрастных магматических комплексов п-ва Гамова (юго-западное Приморье). // Тихоокеанская Геология. 2018. Том 37. № 3. С. 98-108.

31. Gavrilov A.A., Bessonova E.A. 2005. The islands of the Peter-the-Great Bay (The Sea of Japan) as a testing area for the integrated geomorphologic and geology-geophysical investigations. Regularities of the Structure and Evolution of Geospheres: materials of VII Intern. Sympos., Vladivostok, 20-24 September, 2005. Vladivostok: FEB RAS. P. 110-115

32. Yukiyasu Tsutsumi, Kazumi Yokoyama, Sergey A. Kasatkin, Vladimir V. Golozubov. Zircon U-Pb age of granitoids in the Maizuru Belt, southwest Japan and the southernmost Khanka Massif, Far East Russia // Journal of Mineralogical and Petrological, Volume 109, page 97-102, 2014.

Фондовая литература

33. Аргентов В.В., Гнибиденко Т.С., Потапьев С.В. «Глубинное строение Приморья по данным ГСЗ», отчет по работам 1967-1971 гг. Приморский ТГФ, 1973.

34. Васильев Б.И., Васильева Л.Н. Геология и гидрогеология островов Русский, Попова, Рейнеке и Рикорда. Приморский ТГФ, 1955.

35. Васильев Б.И., Шуваев А.С. Геологическое строение и полезные ископаемые территории листов К-52-ХII, XVIII. Приморский ТГФ, 1958.

36. Васильковский Н.П., Берсенев И.И., Берсенев Ю.М. Геологическое строение шельфа залива Петра Великого. Приморский ТГФ, 1974 г.

37. Елисеева В.К., Радченко Г.П. Стратиграфия пермских континентальных и вулканогенных образований Южного Приморья. Приморский ТГФ, 1963.

38. Жуковская А.В. Результаты аэрогеофизических работ м-ба 1:25000 на участке Муравьевском по работам Аэрогеофизической партии за 1987-1989 гг. Приморский ТГФ, 1989.

39. Мельников Н.Г. Геологическое строение и полезные ископаемые Владивостокского промышленного района. Владивосток, Приморский ТГФ, 1991.