

**ТИПЫ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД О. ПОПОВА  
(ЗАЛИВ ПЕТРА ВЕЛИКОГО, ЯПОНСКОЕ МОРЕ)**

**С.Н. Кононец, В.Т. Съедин, Т.А. Харченко, М.Г. Валитов, Л.А. Изосов**

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, ул. Балтийская 43,  
г. Владивосток, 690041; e-mail: harchenko\_an@mail.ru*

Поступила в редакцию 27 декабря 2012 г.

В работе приведены результаты детальных геологических и петрофизических исследований, выполненных на о. Попова ТОИ ДВО РАН в период 2003–2009 г.г. В результате геологических исследований на острове выделено 7 типов магматических пород. Определены их плотность и магнитная восприимчивость. Установлено, что выделенные типы пород четко дифференцируются по данным физическим параметрам. Эта взаимосвязь позволяет использовать указанные физические свойства, во-первых, для геологической интерпретации результатов гравиметрической и гидромагнитной съемки на окружающей акватории зал. Петра Великого и, во-вторых, в качестве одного из дополнительных индикаторов типизации магматических пород на других островах этого района. Подобный комплекс работ в данном районе выполнен впервые, полученные результаты важны для решения проблемы структурно-вещественной и генетической взаимосвязи наземных и морских структур в зоне сочленения Япономорской котловины с прилегающим континентом.

**Ключевые слова:** геологическое строение, магматические породы, физические свойства, плотность, магнитная восприимчивость, о. Попова, Японское море.

**ВВЕДЕНИЕ**

Исследуемый остров располагается в заливе Петра Великого, омывающего южное Приморье, и 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 [5], ограниченного Муравьевским и Артемовским разломами [4, 11]. Основой горст-антиклинория являются купольные структуры гранитного и базитового состава, выделенные по геоморфологическим данным С.М. Тащи (1991 г.) и А.А. Гавриловым [19], а также по геофизическим материалам – С.Н. Кононец (1991 г.). Остров Попова является одним из крупных островов названного архипелага.

Район залива Петра Великого является местом сочленения 3-х геоструктурных единиц [8, 9, 13] и представляет собой переходную зону от континента к океанической литосфере глубоководной котловины Японского моря [2, 11, 12]. Здесь происходила структурно-вещественная перестройка зрелой континентальной коры под воздействием позднемезозойских

и кайнозойских деструктивных процессов, сформировавших современный Япономорский бассейн [4, 12, 14].

Комплексное геолого-геофизическое изучение этой зоны имеет большое значение для выяснения механизмов формирования Японского моря и понимания взаимосвязи наземных и морских структур. Для решения указанной проблемы Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО РАН в течение последних лет выполнены детальные геофизические работы, включая батиметрию, сейсмические исследования, гравиметрию и магнитометрию, охватившие всю экономическую зону РФ, в том числе шельф залива Петра Великого. Результаты этих исследований опубликованы в ряде работ, касающихся главным образом глубинного строения этого района [2, 3].

В настоящее время актуальным остается вопрос сочленения наземных и шельфовых геологических структур. Для решения этого вопроса требуется достоверная геологическая интерпретация имеющихся гравитационного и магнитного полей, полученных на акватории зал. Петра Великого. Как известно, физические характеристики пород являются ключом к истолкованию геофизических ано-

малый. На этой основе возникла необходимость целенаправленного проведения петрофизических исследований свойств горных пород, развитых на островах и в обрамлении зал. Петра Великого. В качестве одного из таких объектов был выбран о. Попова, отличающийся разнообразием геологических комплексов.

Несмотря на длительную историю геологических исследований в Приморье, о. Попова был слабо изучен в геолого-геофизическом отношении. Основная геологическая съемка масштаба 1:200 000 здесь была выполнена еще в 50-х годах прошлого века (Б.И. Васильев, 1958 г.). В начале текущего столетия здесь выполнена геологическая съемка (ГДП-200) того же масштаба (Т.К. Кутуб Заде и др., 2002 г.). Согласно результатам этих работ на острове выделяется три геологических подразделения позднепермского возраста (рис. 1): 1 – гранитоиды седанкинского комплекса; 2 – нерасчлененные образования владивостокской свиты; 3 – габброиды муравьевского комплекса. Позднее Л.А. Изосов предложил образования владивостокской свиты отнести к барабашской свите [10]. Территория острова входит в площадь аэрогамма-спектрометрической и аэромагнитной съемки масштаба 1:25 000–1:50 000 (А.В. Жуковская, 1988 г.).

В 2003 г. ТОИ ДВО РАН одновременно с активными геофизическими работами на акватории залива Петра Великого начал детальные геологические и геофизические исследования на о. 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.

Геофизические исследования включали: площадную магнитометрическую съемку масштаба 1:10 000, каппаметрию горных пород острова в естественном залегании и профильные электроразведочные работы методом ВЭЗ. По результатам этих работ была составлена карта аномального магнитного поля и проведен анализ магнитных свойств магматических пород [1].

Параллельно с геофизическими исследованиями выполнялось детальное геологическое изучение острова – вначале А.А. Гавриловым и В.В. Лепешко, а с 2005 г. – В.Т. Съединым и Л.А. Изосовым. В результате этих работ была построена геологическая карта-схема [6], а также карта геологических формаций масштаба 1:50 000 [10] и схематическая космофотогеологическая карта масштаба 1:10 000 (рис. 2). Полученные новые данные существенно дополняют ранее составленные геологические карты [15, 20]. В процессе геологических работ была собрана предста-

вительная коллекция образцов магматических пород для изучения их физических свойств.

Целью настоящей работы стали поиски корреляционных связей физических свойств магматических пород разного типа с их текстурно-структурными особенностями и вещественным составом как основы геологической интерпретации результатов гравиметрической и гидромагнитной съемки на окружающей акватории зал. Петра Великого и для дальнейшего использования в качестве одного из дополнительных индикаторов типизации магматических пород на островах зал. Петра Великого. Результаты вышеназванных исследований легли в основу настоящей работы.

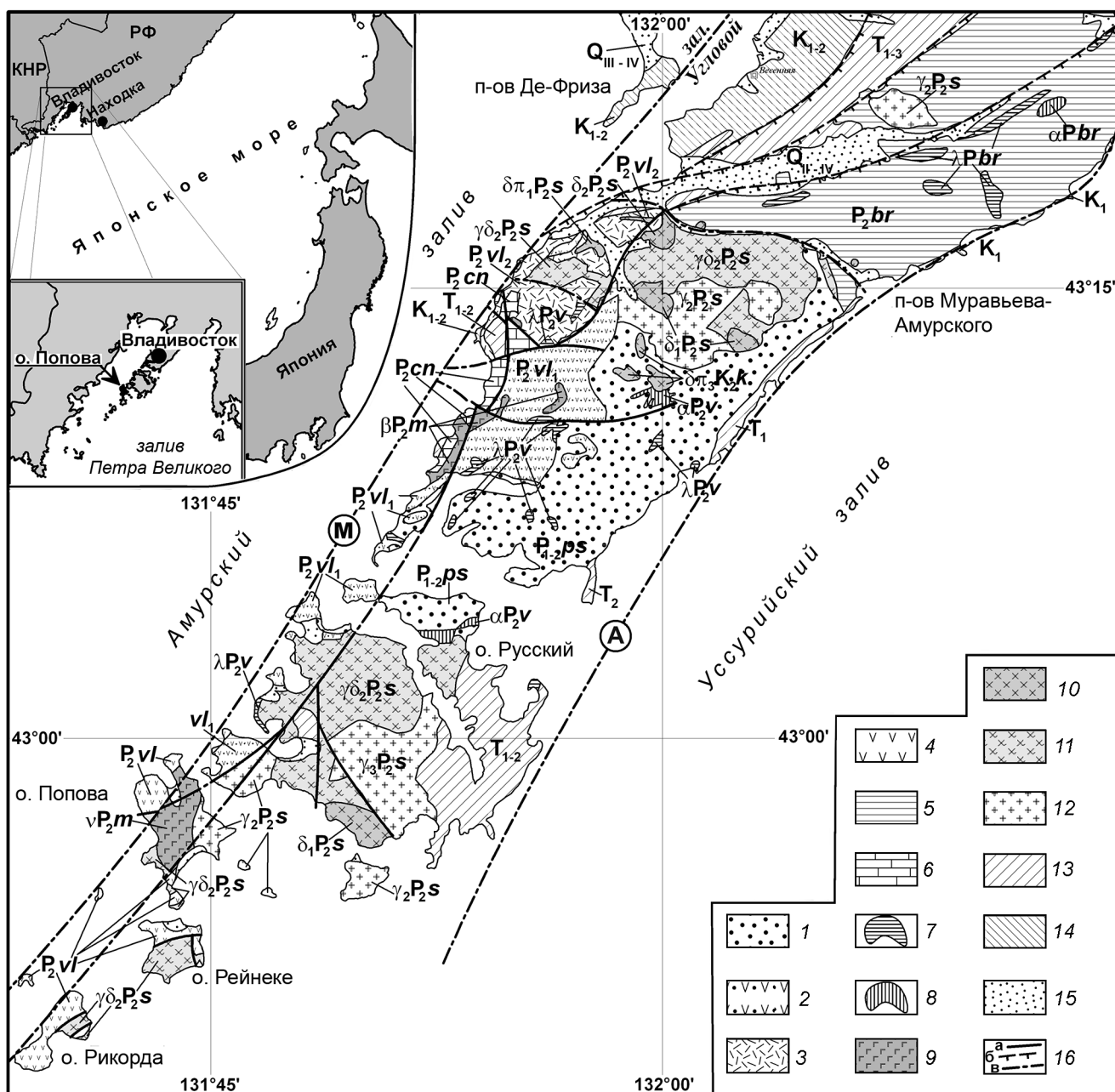
#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

*Геологические исследования* выполнялись методом маршрутной съемки по сети, соответствующей съемке масштаба 1:10 000. Детально изучались береговые скальные обнажения, выходы коренных пород внутренней части острова, а также геологические шурфы и канавы, выполненные предшественниками. Особое внимание уделялось местам контактов разных типов пород с целью выявления их взаимоотношений и относительного возраста. Для определения координат точек наблюдений использовались GPS-приемники. Результаты наблюдений наносились на топографическую основу, при этом использовались и космофотоснимки изучаемой территории.

Для петрофизических исследований отбирались, прежде всего, неизменные горные породы, которые могли бы служить эталоном той или иной разновидности (типа) магматических образований [16]. Кроме этого, отбирались их измененные разновидности (обычно из зоны взаимодействия различных типов пород) с целью определения закономерности изменений их физических свойств в зависимости от характера преобразования первичной породы. Все выделенные типы пород представлены статистически значимыми выборками.

*Петрофизические исследования.* Плотность ( $\sigma$ ), магнитная восприимчивость ( $\chi$ ) определялись по стандартной методике [7, 18].

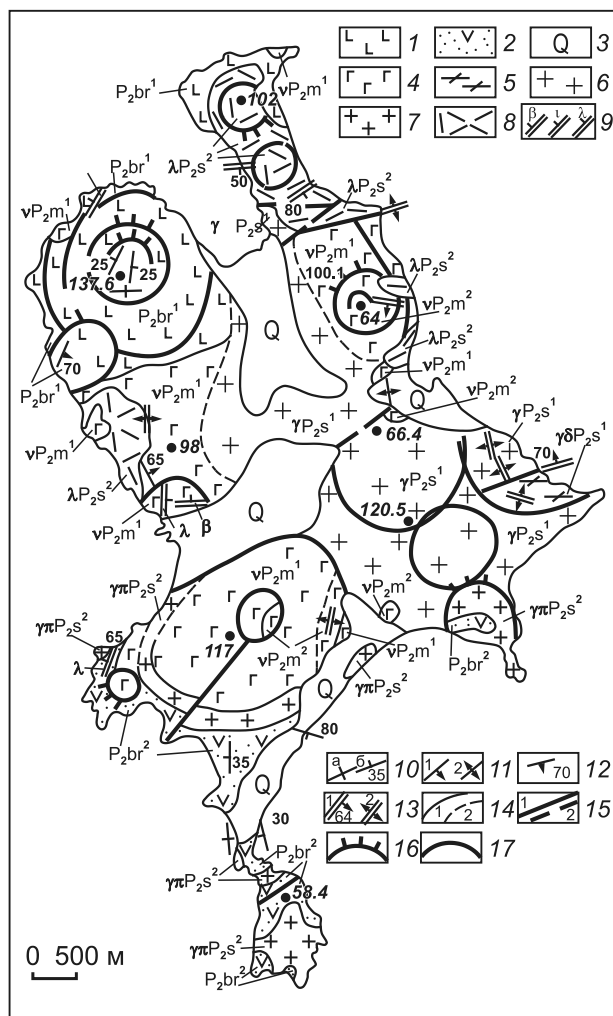
Оценка погрешностей определения физических характеристик производилась по результатам повторных (контрольных) измерений свойств 3–5 % от образцов изучаемой коллекции. Среднеквадратическая ошибка определения плотности составляет 0.026 г/см<sup>3</sup>. Средняя относительная погрешность определения магнитной восприимчивости в зависимости от величины намагниченности образцов изменялась в пределах 3–10 %. Приведенные данные показывают, что все изучаемые физические свойства



**Рис. 1.** Обзорная геологическая карта п-ова Муравьева-Амурского и прилегающей территории.

Фрагмент государственной геологической карты м-ба 1: 200 000 (листы К-52-ХІІ, К-53-VІІ, по Т. К. Кутуб-Заде и др., 2002 г.) с некоторыми обобщениями авторов данной статьи.

1–6 – пермские осадочно-вулканогенные отложения: 1 – поспеловская свита ( $P_{1-2} ps$ ), 2–4 – владивостокская свита: 2 – нижняя подсвита ( $P_2 vl_1$ ), 3 – верхняя подсвита ( $P_2 vl_2$ ), 4 – владивостокская свита нерасчлененная ( $P_2 vl$ ), 5 – барабашская свита нерасчлененная ( $P_2 br$ ), 6 – чандалазская свита нерасчлененная ( $P_2 cn$ ); 7–8 – субвулканические образования барабашского и владивостокского базальт-андезит-риолитовых комплексов: 7 – экструзии риолитов ( $\lambda P_2 br$ ,  $\lambda P_2 vl$ ), 8 – экструзии андезитов; 9–12 – интрузивные образования: 9 – габбро и диабазы муравьевского комплекса ( $\nu P_2 m$ ,  $\beta P_2 m$ ), 10 – диориты седанкинского комплекса ( $\delta_1 P_2 s$ ) и диоритовые порфиры седанкинского и камышового комплексов ( $\delta\pi_1 P_2 s$ ,  $\delta\pi_3 K_2 k$ ), 11 – гранодиориты седанкинского комплекса ( $\gamma_2 P_2 s$ ,  $\gamma_3 P_2 s$ ), 12 – граниты седанкинского комплекса ( $\gamma_2 P_2 s$ ,  $\gamma_3 P_2 s$ ); триасовые осадочные отложения ( $T_{1-3}$ ), 14 – меловые угленосные отложения ( $K_{1-2}$ ); 15 – четвертичные осадочные отложения ( $Q_{III-IV}$ ); 16 – тектонические нарушения: а – выходящие на поверхность, б – надвиги, в – предполагаемые (М – Муравьевский, по Р.Г. Кулиничу (1969), А – Артемовский).



**Рис. 2.** Схематическая космофотогеологическая карта о. Попова (авт.: Л.А. Изосов, В.Т. Съедин).

1–2 – барабашская свита: эффузивная толща ( $P_2br^1$ ) – базальты, долериты, микрозернистое габбро, мелкозернистое габбро; 2 – туфо-эффузивная толща ( $P_2br^2$ ) – андезиты, базальты, псефитовые туфы основного состава, валунные туфоконгломераты; 3 – рыхлые четвертичные отложения ( $Q$ ); 4 – муравьевский комплекс: лейкократовое среднезернистое габбро ( $vP_2m^1$ ) и меланократовые габброиды ( $vP_2m^2$ ), 5–7 – седанкинский комплекс: 5 – гранодиориты ( $\gamma P_2s^2$ ), 6 – среднезернистые граниты ( $\gamma P_2s^1$ ), 7 – розовые гранит-порфиры – субвулканические интрузии ( $\lambda P_2s^2$ ); 8 – кислые вулканыты – лавы, экструзии и субвулканические тела ( $\lambda P_2s^2$ ); 9 – дайки диабазов ( $\beta$ ), аплитов ( $i$ ) и риолитов ( $\lambda$ ); 10–13 – элементы залегания: 10 – пластов ( $a$  – вертикальное залегание,  $b$  – наклонное залегание), 11 – интрузивных контактов (1 – наклонное залегание, 2 – вертикальное залегание), 12 – флюидальности, 13 – зон дробления и интенсивной трещиноватости пород (1 – наклонное залегание, 2 – вертикальное залегание); 14 – геологические границы (1 – установленные, 2 – предполагаемые); 15 – разломы (1 – установленные и 2 – предполагаемые); 16 – кольцевые уступы рельефа; 17 – главные кольцевые структуры, расшифрованные на крупномасштабных космofотоснимках.

определялись с достаточной для петрофизических исследований точностью.

Определение плотности и магнитной восприимчивости выполнялись Т. А. Харченко в лабораторных условиях. Всего измерено 363 образца.

### РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

**Геологические исследования.** По результатам работ построена схематическая космофотогеологическая карта острова масштаба 1:10 000 (рис. 2). Для ее построения использованы не только результаты геологических работ, но и космofотоснимки детального уровня генерализации (Google Maps). Стратифицированные образования представлены барабашской свитой мидийского яруса, которая в северной части острова образует эффузивную (базитовую) толщу ( $P_2br^1$ ), а в южной – туфо-эффузивную (андезитовую) толщу ( $P_2br^2$ ). Интрузивные и субвулканические породы основного состава относятся к муравьевскому комплексу, а кислого – к седанкинскому [9, 10].

Анализ полученных данных показал, что в геологическом строении о. Попова принимают участие главным образом магматические породы различного состава (от основных до кислых). Осадочные образования здесь играют резко подчиненную роль.

По текстурно-структурным и химическим особенностям среди геологических образований о. Попова выделяется 7 типов магматических пород: 1 – лейкократовые среднезернистые габбро; 2 – меланократовые габброиды; 3 – серые, розовато-серые и серовато-розовые среднезернистые гранитоиды; 4 – розовые лейкократовые гранит-порфиры; 5 – кислые вулканические породы; 6, 7 – вулканические образования барабашской свиты [17].

Породы 1-го типа являются одними из самых распространенных пород острова (рис. 2). Лейкократовое габбро представляет собой хорошо раскристаллизованную породу светло-серого или зеленовато-серого цвета с отчетливо видимой кристаллической структурой. Размеры кристаллов в основном от 2 до 5 мм, значительно реже встречаются разновидности другой размерности. Одна из глыб в дельвии северо-восточной части острова представлена крупнозернистым габбро с размером кристаллов до 2.5 см. Лейкократовое габбро – один из наиболее древних типов пород о. Попова. Они прорываются (жилы, мелкие дайки) меланократовыми габброидами и встречаются в них в виде ксенолитов. Лейкократовое габбро несет следы воздействия на них гранитоидной магмы (3-й, 4-й типы пород) – в ряде случаев в них отмечаются апофизы гранитного вещества, многочисленные аплитовые прожилки (до 7 см) и порфиробласты розового цвета по полевому шпату, а также альбитизация

плагиоклазов. Иногда наблюдается отчетливо выраженный розоватый оттенок в габбро этого типа, что также указывает на воздействие гранитной магмы на эти породы. В береговых обнажениях западной и восточной частей острова отмечаются «останцы» габброидов среди кислых вулканитов. Приведенные факты взаимоотношения лейкократового габбро с породами 2–5-го типов свидетельствуют о том, что среди образований 1–5-го магматических типов о. Попова они наиболее древние.

Породы 2-го типа (меланократовые габброиды) широко распространены в северной половине острова (рис. 2). В настоящей работе под понятием «меланократовые габброиды» подразумевается группа разных по текстурно-структурным особенностям пород, являющихся производными одной базитовой магмы, которая застывала в разных РТ условиях. Меланократовые габброиды, в отличие от лейкократовых, образуют более обширную группу пород по текстурно-структурным особенностям. Выделяются разновидности с хорошо видимой кристаллической структурой (мелкозернистое габбро), а также афанитовые на вид (микрозернистое габбро, долериты, базальты). Наблюдаются постепенные переходы по размерам зернистости внутри пород описываемого типа. Меланократовые габброиды слагают многочисленные мелкие дайки и прожилки в среднезернистых габбро, а также формируют малоглубинные (близповерхностные) интрузии и лавовые потоки в разных частях острова. Лавовые потоки располагаются только в северной части острова. Они, скорее всего, сформировались в результате вскрытия малоглубинных базитовых магматических очагов глубинным Муравьевским разломом северо-восточного простирания. О времени формирования пород 2-го типа свидетельствуют следующие факты: 1 – они прорывают породы 1-го типа (лейкократовое габбро) и выносят последние в виде ксенолитов; 2 – в северо-восточной части острова (район высоты 100.1 м) они лежат гипсометрически выше и в меньшей степени эродированы, чем породы 3-го типа (серые среднезернистые гранитоиды); 3 – породы 4-го типа (розовые граниты) формируют в меланократовых габброидах многочисленные прожилки мощностью до 10 см (западный берег бух. Алексеева); 4 – породы 5-го типа (кислые вулканиты) перекрывают меланократовые габброиды. Последние встречаются в виде «останцов» среди кислых вулканитов на берегу пролива Старка и на западном берегу северо-западной части о. Попова. Следует отметить, что меланократовые габброиды встречаются в тех же частях острова, что и лейкократовые габбро (1-й тип) и участвуют в геологическом строении тех же самых морфоструктур. Породы этих двух типов тесно связаны между

собой пространственно и, вероятно, отражают 2 этапа базитового магматизма о. Попова [17]. Между образованием лейкократовых габбро и меланократовых габброидов был, скорее всего, значительный перерыв. Об этом свидетельствует наличие небольшого пласта гравелитов в районе мыса Марковского, залегающего на лейкократовых габбро. Породы 1-го и 2-го типов можно, с определенной долей условности, отнести к габброидам муравьевского комплекса п-ова Муравьева-Амурского. Образования 1-го и 2-го типов мы объединяем в габбро-базальтовую формацию [10].

Породы 3-го типа (серые, розовато-серые среднезернистые гранитоиды) также широко распространены. Они участвуют в геологическом строении северо-восточной части острова и вместе с розовыми гранитами практически полностью слагают юго-восточную часть острова (рис. 2). По данным геофизических исследований (площадная и профильная магнитная съемка – Л.А. Бессонова, С.Н. Кононец), породы описываемого типа слагают и центральную часть острова, перекрытую аллювиальными отложениями. Согласно приведенным выше взаимоотношениям, серые среднезернистые гранитоиды моложе лейкократовых габбро (1-ый тип) и, в то же время, древнее меланократовых габброидов (2-ой тип). Породы 3-го типа также древнее образований 4-го (розовые граниты) и 5-го (кислые вулканиты) типов, в которых среднезернистые граниты присутствуют в виде ксенолитов (пролив Старка, наблюдения на о. Рейнеке). Розовые граниты часто формируют дайки различной мощности в среднезернистых гранитоидах. Кроме этого, в случаях сонахождения розовых и серых гранитов последние всегда испытывают прямое воздействие, в результате которого среднезернистые серые гранитоиды приобретают розоватый и розовато-красный оттенки. Среднезернистые граниты часто несут в себе ксенолиты более основных пород (гранодиоритов, диоритов, габбро), которые, вероятно, являются автокxenолитами (автолитами) и представляют собой продукты глубинной дифференциации исходной гранитной магмы.

Породы 4-го типа (розовые лейкократовые гранит-порфиры) менее распространены на о. Попова, чем образования первых трех типов. Они известны в юго-западной, юго-восточной и южной частях острова, причем только в последних двух имеют значительное развитие. Характерной чертой гранитов этого типа является их отчетливо выраженный розовый цвет различных оттенков. Это малоглубинные (близповерхностные) гранитоиды, которые характеризуются отчетливой порфировой структурой, а иногда и стекловатой основной массой. В районе бух. Пограничной (юго-восточная часть острова) наблюдается

непосредственный переход от розовых гранит-порфи-ров к кислым вулканитам. Обычно розовые граниты сопряжены с многочисленными маломощными (до 1 м) дайками и жилами розовых или розово-красных аплитов, которые секут все породы. Розовые граниты – одни из самых молодых пород о. Попова. Они прорывают породы 1–3-го типов и воздействуют на них. Образования 3-го и 4-го типов (серые и розовые гранитоиды), скорее всего, соответствуют седанкинскому интрузивному комплексу, по Т. К. Кутуб-Заде и др. (2002 г.).

Породы 5-го типа (кислые вулканиты) также незначительно распространены на о. Попова. Они известны только в северо-восточной и северо-западной частях острова (рис. 2). Кислые вулканиты – это афировые, иногда прокварцованные, стекловатые на вид породы различного цвета (светло-серые, пепельно-серые, светло-бежевые, бежево-розовые, розовые). Они формируют потоки и небольшие лавовые поля, которые обычно залегают конформно палеорельефу. Породы этого типа – самые молодые образования северной половины острова. Они налегают на габброиды 1-го и 2-го типов, образующие останцы, а также вмещают ксенолиты гранитов (берег пролива Старка). В северо-западной части острова кислые вулканиты образуют палеокальдеру (район г. Попова), которая когда-то была центром излияния лав. Обращает на себя внимание тот факт, что кислые вулканиты обычно не встречаются в тех частях острова, где есть розовые гранит-порфиры, и наоборот. Вероятно, те и другие отражают один этап кислого магматизма о. Попова и являются комагматами. Образования 3–5-го типов (среднезернистые гранитоиды, розовые гранит-порфиры и кислые вулканиты) о. Попова мы объединяем в гранит-риолитовую формацию [10] и относим к седанкинскому комплексу.

Образования барабашской свиты (6, 7 типы магматических пород) имеют незначительное распространение (рис. 2). Они участвуют в геологическом строении только самой северной и южной частей острова (п-ов Ликандера и прилегающая к нему территория). При этом в северной части острова породы барабашской свиты, представлены исключительно базитами (6 тип пород), которые формируют короткие лавовые потоки, сложенные стекловатыми базальтами, а также их подводные тела и близповерхностные интрузии (мелко- и микрозернистые габбро, долериты). Образования барабашской свиты южной части острова слагают вулканогенно-осадочную толщу, состоящую, в основном, из вулканических пород с преобладанием андезитов (7 тип пород). Осадочные породы (гравелиты, конгломераты) в вулканогенно-

осадочной толще развиты незначительно и, вероятно, являются склоновыми отложениями (лахарами) вулканов. Вулканические породы андезитовой толщи барабашской свиты, в отличие от базитовой, интенсивно изменены (соскюритизация плагиоклаза, карбонатизация, хлоритизация, прокварцевание). Еще одним типом вторичных преобразований, характерных только для пород андезитовой толщи о. Попова, является гематитизация, которая отмечается в западной части п-ова Ликандера. Она связана с высокотемпературным разогревом уже сформировавшихся пород в аэральных условиях при последующих извержениях и характерна для прижерловых частей вулканических аппаратов. Учитывая такой состав образований барабашской свиты разных частей острова, мы разделяем их на эффузивную (базитовую) и туфо-эффузивную (андезитовую) толщи (рис. 2). Образования андезитовой толщи барабашской свиты, скорее всего, самые древние среди магматических пород о. Попова. Вулканиты этой толщи интенсивно изменены, иногда встречаются в виде останцов (или псевдодаек?) среди розовых гранитов (4-й тип пород), а также прорываются последними. Непосредственный контакт образований андезитовой толщи с другими типами магматических пород (1-3 типы пород) наблюдать не удалось. Однако наблюдения на других островах (Рейнеке, Большой Пелис, Матвеева) показали, что образования андезитовой толщи – это самый древний тип среди магматических пород архипелага. Они прорываются среднезернистыми габбро и гранитоидами, а также меланократовыми габброидами.

*Петрофизические исследования.* Статистическая обработка петрофизических данных всех выделенных типов пород о. Попова заключалась в построении гистограмм плотности и магнитной восприимчивости (рис. 3) и диаграмм соотношения плотности и магнитной восприимчивости (рис. 4, 5). Среди магматических образований наибольший процент составляют породы основного и среднего состава, для средних значений физических параметров которых наблюдается уверенная корреляция с  $R = 0.98$  (рис. 4, 5).

Выборка лейкократового среднезернистого габбро (1 тип пород по геологическому описанию) представлена 70 образцами. Гистограммы распределения  $\sigma$  и  $\chi$  для этих пород носят мономодальный характер (рис. 3). Их плотность изменяется от 2.7 до 2.9 г/см<sup>3</sup> ( $\sigma_{\text{ср.}} = 2.808$  г/см<sup>3</sup>), магнитная восприимчивость – от 2765 до  $50000 \times 10^{-6}$  ед. СИ ( $\chi_{\text{ср.}} = 18697 \times 10^{-6}$  ед. СИ, табл.). Согласно классификации [18], эти породы можно отнести к плотным и магнитным. Вариации плотности в пределах всей выборки свидетельствуют о разном уровне лейкократовости и меланократовости

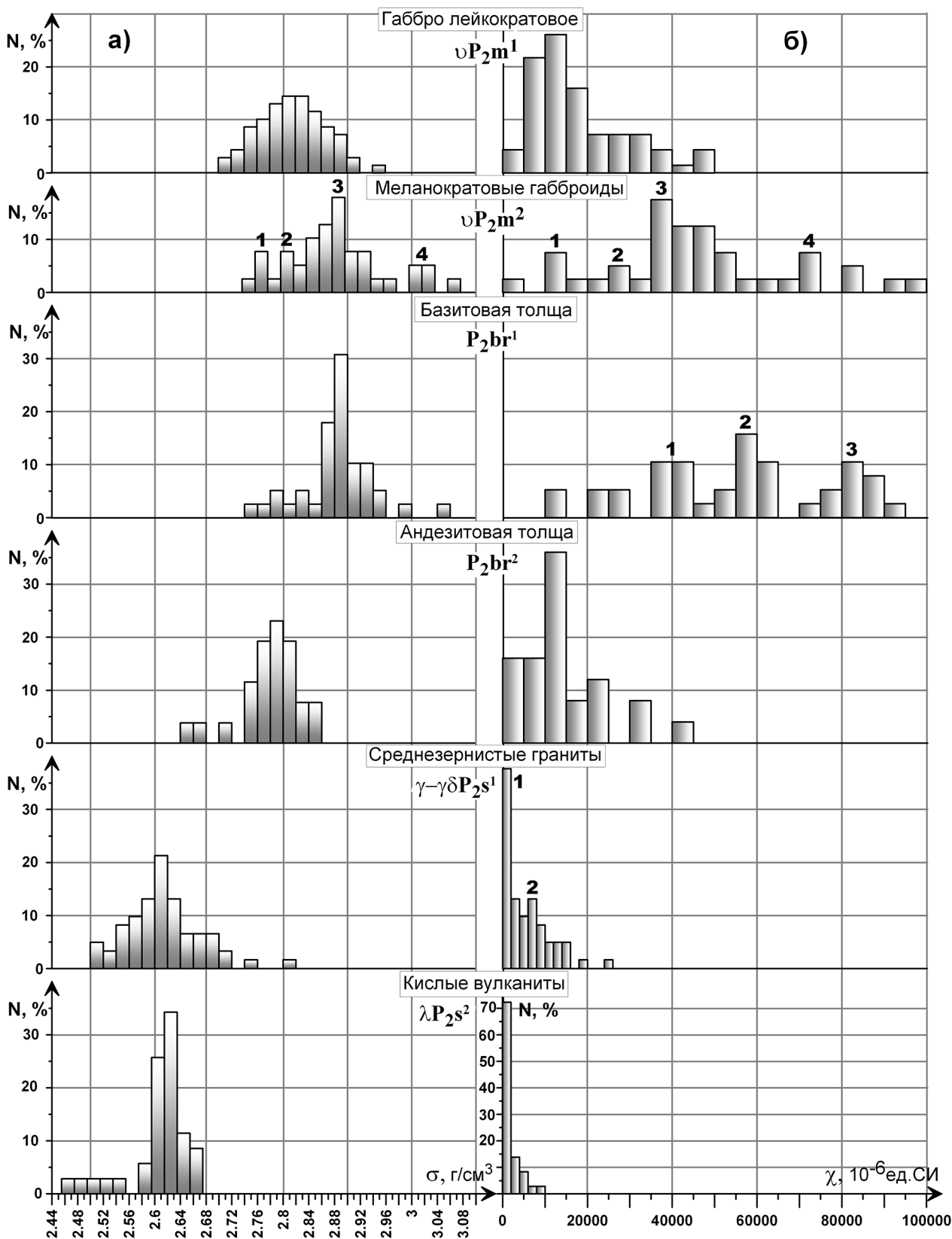
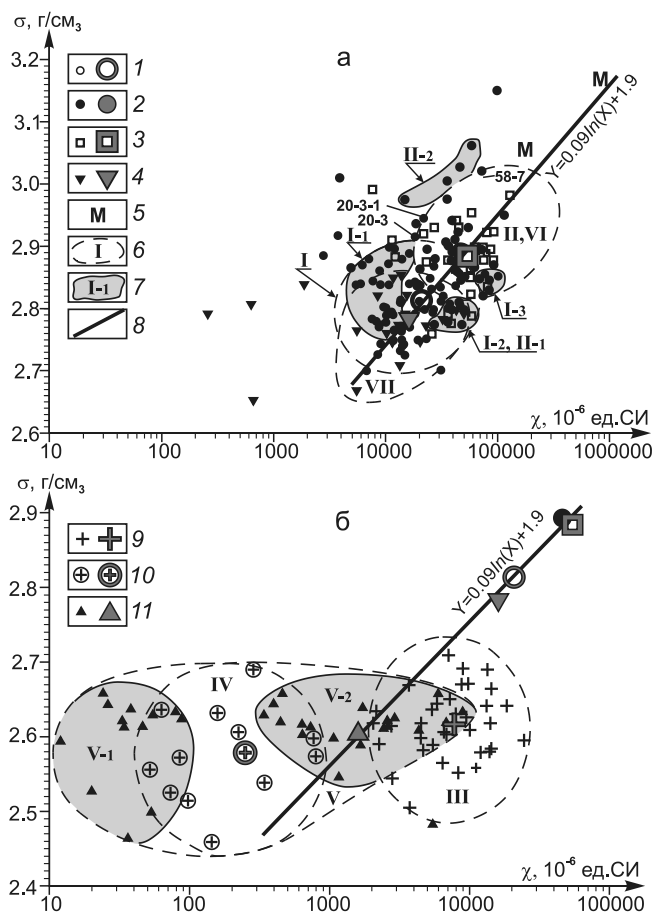


Рис. 3. Гистограммы распределения плотности (а) и магнитной восприимчивости (б) магматических пород о. Попова. Цифры сверху – номера модальных интервалов.



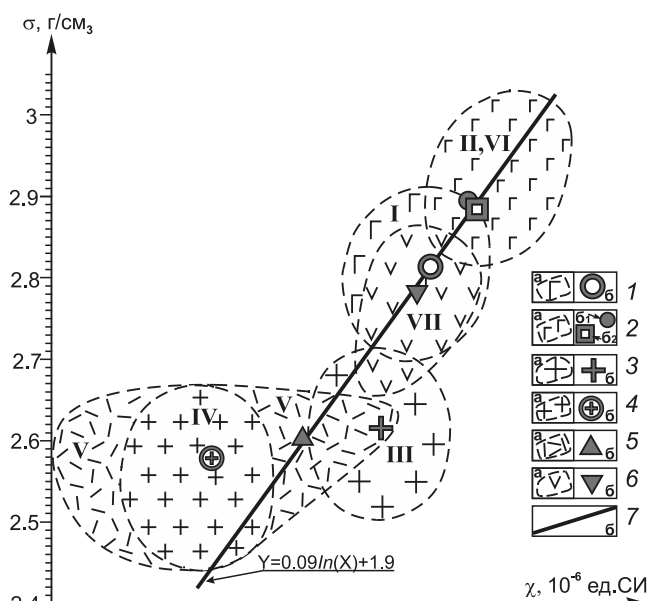
**Рис. 4.** Диаграммы соотношения плотности и магнитной восприимчивости для магматических пород о. Попова: а – для лейкократовых и меланократовых габброидов муравьевского комплекса, образований барабашской свиты; б – для среднезернистых гранитоидов, розовых гранит-порфиров и кислых вулканитов седанкинского комплекса.

а) 1 – лейкократовое габбро; 2 – меланократовые габброиды; 3 – базитовая толща барабашской свиты; 4 – андезитовая толща барабашской свиты; 5 – образцы с прожилками магнетита; б – области распространения типов пород (I – лейкократовое габбро, II – меланократовые габброиды, III – среднезернистые гранитоиды, IV – розовые гранит-порфиры, V – кислые вулканиты, VI – базитовая и VII – андезитовая толщи барабашской свиты); 7 – поля кучного расположения образцов с определенным набором физических параметров; 8 – линия средних значений;

б) 9 – среднезернистые гранитоиды; 10 – розовые гранит-порфиры; 11 – кислые вулканиты.

Крупными знаками показаны средние значения плотности и магнитной восприимчивости для соответствующих типов пород.

в различных образцах пород этого типа, что отражает соотношение плагиоклаза и темноцветных минералов в них. Эти вариации обусловлены процессами кристаллизационной дифференциации. Слабомагнитные образцы пород ( $\chi < 5000 \times 10^{-6}$  ед. СИ) и сильномагнитные ( $\chi > 30000 \times 10^{-6}$  ед. СИ) представляют собой преобразованные разновидности лейкократового габбро:



**Рис. 5.** Обобщенная диаграмма соотношения плотности и магнитной восприимчивости для магматических пород о. Попова.

1–6 – а – области распространения фигуративных точек различных типов магматических пород, б – средние значения физических свойств различных типов магматических пород: 1 – лейкократовое габбро (I), 2 – меланократовые габброиды (II, б1) и базитовая толща барабашской свиты (VI, б2), 3 – андезитовая толща барабашской свиты (VII), 4 – среднезернистые граниты (III), 5 – розовые гранит-порфиры (IV), 6 – кислые вулканиты (V); римскими цифрами показан номер магматического комплекса, 7 – линия средних значений плотности и магнитной восприимчивости для магматических пород о. Попова.

Контурами на рисунке выделены области распространения фигуративных точек различных типов магматических пород о. Попова: I – лейкократовое габбро, II – меланократовые габброиды и базитовая толща барабашской свиты (VI), III – среднезернистые гранитоиды, IV – розовые гранит-порфиры, V – кислые вулканиты, VII – андезитовая толща барабашской свиты.

гранитизация в первом случае и насыщение афанитовым базитовым веществом – во втором. На диаграмме соотношения плотности и магнитной восприимчивости (рис. 4) фигуративные точки лейкократового габбро располагаются в основном в единой области (I), в пределах которой выделяется несколько компактных полей. Поле I-1 характеризует первичные (наименее измененные) породы этого типа, которые слагают центральную часть самого крупного массива лейкократового габбро, расположенного в юго-западной части о. Попова (рис. 2). В пределах этого поля намагниченность практически не меняется. Средние характеристики плотности и магнитной восприимчивости для него соответственно равны –  $2.84 \text{ г/см}^3$  и  $9320 \times 10^{-6}$  ед. СИ, что отвечает плотным и магнитным породам [18]. Увеличение намагниченности лейкократового габбро



обусловлено интенсивной проработкой этих пород образованиями II этапа базитового магматизма (меланократовыми габбро). Наиболее интенсивная степень проявления этого процесса отражает поле I-2 с сильномагнитными образцами ( $\chi - 30000-50000 \times 10^{-6}$  ед. СИ), отобранными в северной части бухты Западной. Поле I-3 характеризует вторичную кварц-магнетитовую минерализацию пород этого типа (район высоты 98.3 м) и соответствует увеличению намагниченности ( $\chi - 70000-100000 \times 10^{-6}$  ед. СИ). Единичные образцы (обр. П20-3, П20-3-1, П58-7), точки которых расположены вне области лейкократового габбро, имеют повышенные значения  $\sigma$  и  $\chi$ . Они представляют собой ксенолиты лейкократовых габбро в меланократовых габбро (район высоты с отметкой 100.1 м). Такие значения  $\sigma$  и  $\chi$  в данном случае представляются логичными, поскольку вмещающими образованиями ксенолитов являются мелкозернистые габбро с высокими значениями  $\sigma$  и  $\chi$ .

Выборка меланократовых габброидов (2 тип пород) содержит 41 образец. Гистограммы распределения  $\sigma$  и  $\chi$  для этих пород носят полимодальный характер (рис. 3), что, скорее всего, отражает значительную дисперсию физических свойств различных пород этого типа, представленных мелко- и мелкозернистыми габбро, долеритами, долерито-базальтами. При этом моды плотности и магнитной восприимчивости не всегда взаимосвязаны. Плотность меланократовых габброидов изменяется от 2.74 до 3.14 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость – от 10000 до 115000  $\times 10^{-6}$  ед. СИ (табл.). Эти породы относятся к группе высокоплотных и сильномагнитных пород [18]. Наибольшее количество образцов на гистограммах соответствует модам 3 ( $\sigma - 2.84-2.94$  г/см<sup>3</sup>;  $\chi - 35000-60000 \times 10^{-6}$  ед. СИ), средние значения которых ( $\sigma_{\text{ср.}} = 2.89$  г/см<sup>3</sup>,  $\chi_{\text{ср.}} = 50000 \times 10^{-6}$  ед. СИ) находятся в этих же интервалах. Первые моды на гистограммах характеризуют единичные наименее плотные ( $\sigma - 2.76-2.8$  г/см<sup>3</sup> и 2.8–2.82 г/см<sup>3</sup>) и наименее магнитные ( $\chi - 10000-20000$  и 20000–35000  $\times 10^{-6}$  ед. СИ) образцы пород, физические свойства которых обусловлены, скорее всего, высоким уровнем вторичных изменений. Четвертые моды  $\sigma$  и  $\chi$  не увязываются между собой, поскольку не все образцы с высокой плотностью обладают высокой намагниченностью. На диаграмме (рис. 4) фигуративные точки меланократовых габброидов образуют хорошо обособленную область (II). Разброс точек внутри этой области отражает переменное количество в породах этого типа темноцветных и магнитных минералов. Немногочисленные точки (поля II-1, II-2), расположенные вне области, характеризуют значительные отклонения  $\sigma$  и  $\chi$  от их средних значений. Полю II-1 соответствуют образцы с пониженной плотностью, которые

отобраны в тектонических зонах и в местах контакта меланократовых габброидов с розовыми гранитами и кислыми вулканитами. Это обусловлено вторичными преобразованиями пород – прокварцеванием, гранитизацией, а также процессами выветривания. Поле II-2 формируют образцы, отобранные в северо-восточной части острова (высота 100.1 м). Они представлены практически неизменными мелкозернистыми габбро с максимальным содержанием темноцветного минерала (клинопироксена) среди пород этого типа.

Область меланократовых габброидов (II), смещена вверх по диагонали по отношению к области лейкократовых габбро (I) и располагается в зоне высокоплотных и сильномагнитных пород. Это является следствием большего количества темноцветных и магнитных минералов в меланократовых габброидах по сравнению с лейкократовыми, что отражает особенности формирования этих типов пород. Среднезернистые лейкократовые габбро формировались в результате длительных процессов гравитационной кристаллизационной дифференциации базитовой магмы в стабильных РТ условиях, когда произошло закономерное распределение лейкократовых, темноцветных и магнитных минералов. Последние минералы обогатили более глубокие уровни магматической камеры. Лейкократовое габбро, вероятно, представляет собой верхнюю часть единого базитового тела, нижние горизонты которого не вскрыты процессами эрозии. Становление меланократовых габброидов происходило в значительно менее стабильных условиях, когда очередная порция базитовой магмы легко проникла на поверхность, формируя близповерхностные интрузии (мелко- и мелкозернистое габбро, долериты) и даже короткие лавовые потоки, представленные стекловатыми базальтами. В этих условиях базитовая магма не могла в полной мере испытать процессы кристаллизационной дифференциации, характерной для магм, застывающих при стабильных РТ условиях. Скорее всего, условия становления и высокие значения плотности и магнитной восприимчивости меланократовых габброидов свидетельствуют о том, что эти породы наиболее близко соответствуют первичному составу базитовой магмы.

Гранитоиды о. Попова – среднезернистые серые и розовато-серые граниты (3 тип пород) и розовые гранит-порфиры (4 тип пород) резко различаются по физическим свойствам (табл., рис. 5). Выборка среднезернистых гранитов представлена 42 образцами. Гистограмма распределения  $\sigma$  для этих пород носит мономодальный характер (рис. 3 а). Плотность среднезернистых гранитов изменяется от 2.505 до 2.709 г/см<sup>3</sup> ( $\sigma_{\text{ср.}} = 2.621$  г/см<sup>3</sup>). Магнит-

Таблица. Физические свойства магматических пород о. Попова.

Типы магматических пород, петрофизические группы	Геологический индекс	Количество образцов	Плотность ( $\sigma$ , г/см <sup>3</sup> )		Магнитная восприимчивость ( $\chi$ , 10 <sup>-6</sup> ед. СИ)	
			среднее мин.–макс.	стандарт (S)	среднее мин.–макс.	стандарт (S)
<b>I - тип</b>						
Лейкократовое с/з габбро (муравьевский комплекс)	vP <sub>2</sub> m <sup>1</sup>	70	<u>2.808</u> 2.700–2.898	0.05	<u>18697</u> 2765–47976	11645
<b>II - тип</b>						
Меланократовые габброиды (муравьевский комплекс)	vP <sub>2</sub> m <sup>2</sup>	41	<u>2.891</u> 2.748–3.150	0.09	<u>49957</u> 11585–114387	23178
<b>III - тип</b>						
С/з граниты и гранодиориты (седанкинский комплекс)	$\gamma$ - $\gamma$ $\delta$ P <sub>2</sub> S <sup>1</sup>	42	<u>2.621</u> 2.505–2.709	0.05	<u>7393</u> 2053–24427	5500
<b>IV - тип</b>						
Розовые гранит-порфиры (седанкинский комплекс)	$\gamma$ πP <sub>2</sub> S <sup>2</sup>	10	<u>2.567</u> 2.459–2.636	0.06	<u>247</u> 52–801	289
<b>V - тип</b>						
Кислые вулканиты: риолиты и риодациты (седанкинский комплекс)	λP <sub>2</sub> S <sup>2</sup>	34	<u>2.607</u> 2.465–2.660	0.05	<u>1603</u> 12–8946	2261
<b>VI - тип</b>						
Эффузивная (базитовая) толща: базальты, долериты, мк/з габбро, мл/з габбро (барабашская свита)	P <sub>2</sub> br <sup>1</sup>	32	<u>2.884</u> 2.759–3.06	0.06	<u>54201</u> 7672–128633	27270
<b>VII - тип</b>						
Туфо-эффузивная (андезитовая) толща: андезиты, андезибазальты, базальты (барабашская свита)	P <sub>2</sub> br <sup>2</sup>	25	<u>2.780</u> 2.651–2.852	0.05	<u>16116</u> 257–49861	13766

ная восприимчивость этих пород изменяется от 2053 до  $24427 \times 10^{-6}$ ед. СИ ( $\chi_{\text{cp.}} = 7393 \times 10^{-6}$ ед. СИ, табл.). Среди них выделяются слабомагнитные и магнитные разновидности. Гистограмма магнитной восприимчивости (рис. 3 б) имеет бимодальный характер, что свидетельствует о разном уровне намагниченности пород этого типа и их неоднородном составе. На диаграмме соотношения (рис. 4, 5) фигуративные точки среднезернистых гранитов располагаются несколько правее линии средних значений выделенных типов магматических пород, где формируют четко выраженную область (контур III). Значительные вариации физических параметров в пределах этого контура свидетельствует о том, что породы описываемого типа представлены разными по уровню кремнезема гранитоидами – гранитами, гранодиоритами и, возможно,

диоритами. Можно предположить, что состав первичной магмы для пород этого типа был, скорее всего, не гранитный, а диорит-гранодиоритовый. Магма, вероятно, формировалась за счет анатектического плавления нижней части континентальной коры.

Выборка розовых гранит-порфиров представлена небольшим количеством образцов, которые в целом характеризуются выдержанными параметрами плотности ( $2.46 \div 2.63$  г/см<sup>3</sup>) и магнитной восприимчивости ( $52 \div 801 \times 10^{-6}$ ед. СИ, табл.). Эти породы практически не магнитны – большая часть образцов пород этого типа характеризуются магнитной восприимчивостью менее  $500 \times 10^{-6}$ ед. СИ ( $\chi_{\text{cp.}} = 247 \times 10^{-6}$ ед. СИ). Среднее значение плотности розовых гранит-порфиров ( $2.567$  г/см<sup>3</sup>) соответствует нормальной плотности для гранитов [18]. На диаграмме соотношения  $\sigma$  и  $\chi$

(рис. 4, 5) фигуративные точки располагаются левее линии средних значений физических параметров магматических пород, где формируют контур (IV) в центральной части области кислых вулканитов (V). Розовые гранит-порфиры, характеризующиеся низкими значениями плотности и магнитной восприимчивости (табл., рис. 4 б), по-видимому, представляют собой самые кислые фазы гранитной магмы.

Выборка кислых вулканических пород представлена 34 образцами (5 тип пород). Плотность этих пород изменяется от 2.465 до 2.66 г/см<sup>3</sup> ( $\sigma_{\text{ср.}} = 2.607$  г/см<sup>3</sup>), магнитная восприимчивость – от 12 до 8946×10<sup>-6</sup>ед. СИ ( $\chi_{\text{ср.}} = 1603 \times 10^{-6}$ ед. СИ, табл.). Среди них выделяются практически немагнитные и слабомагнитные разновидности. Гистограмма распределения  $\sigma$  (рис. 3 а) для этих пород носит мономодальный характер, что указывает на достаточно выдержанный состав пород выборки. Гистограмма магнитной восприимчивости (рис. 3 б) наглядно иллюстрирует, что большая часть описываемых пород практически немагнитная. На диаграмме соотношения плотности и магнитной восприимчивости (рис. 4, 5) фигуративные точки кислых вулканитов образуют два локальных поля (V-1, V-2). Одно из них (V-1) частично локализуется в области розовых гранит-порфиров, а второе – формирует контур, расположенный в краевых частях областей гранит-порфиров и среднезернистых гранитов, как бы объединяя их (поле V-2). Поле V-1 соответствует наиболее кислым и измененным (нижняя часть поля) разновидностям пород этого типа. Поле V-2, скорее всего, соответствует риодацитам и дацитам. Единичные точки, расположенные в самой крайней правой части этого поля отвечают образцам кислых вулканитов с редкой сульфидной минерализацией. Пространственное совпадение областей кислых вулканитов (V) и розовых гранит-порфиров (IV) свидетельствует о том, что эти породы, скорее всего, являются комагматами – производными одной гранитной магмы, что согласуется с геологическими исследованиями. В более проницаемых местах (северная половина о. Попова) магма легко вышла на поверхность, сформировав кислые вулканиты; а в менее проницаемых (южная половина острова) – она застыла в близповерхностных условиях и образовались розовые гранит-порфиры (рис. 2).

Образования базитовой и андезитовой толщ барабашской свиты о. Попова (6 и 7 тип пород) резко отличаются друг от друга по физическим свойствам (табл.). Выборка вулканитов базитовой толщи представлена 32 образцами. Их плотность изменяется от 2.76 до 3.06 г/см<sup>3</sup> ( $\sigma_{\text{ср.}} = 2.884$  г/см<sup>3</sup>), магнитная восприимчивость – от 7672 до 128633×10<sup>-6</sup>ед. СИ ( $\chi_{\text{ср.}} =$

54201×10<sup>-6</sup>ед. СИ, табл.). Эти образования относятся к высокоплотным и сильномагнитным породам [18]. Гистограмма плотности носит мономодальный характер (рис. 3 а). Наибольшее количество образцов попадает в интервал 2.86 ÷ 2.96 г/см<sup>3</sup>, в котором находится и среднее значение  $\sigma$ . Гистограмма магнитной восприимчивости (рис. 3 б) имеет расплывчатый характер с тремя нечетко выраженными модами, что отражает резко неравномерное содержание в породах описываемой толщи магнитных минералов (ферромагнетиков). Среднее значение ( $\chi_{\text{ср.}} = 54201 \times 10^{-6}$ ед. СИ) для этой выборки соответствует моде 2. Мода 3 характеризует довольно значительную группу образцов с высокой намагниченностью – 70000 ÷ 100000×10<sup>-6</sup>ед. СИ. На диаграмме соотношения  $\sigma$  и  $\chi$  фигуративные точки пород базитовой толщи не формируют отдельного поля, а ложатся в область меланократовых габброидов (рис. 4, 5). При этом средние значения пород базитовой толщи и меланократовых габброидов практически совпадают (табл., рис. 5). Этот факт, наряду с аналогичными текстурно-структурными особенностями пород обоих типов, позволяет говорить, что вулканиты базитовой толщи барабашской свиты и меланократовые габброиды имеют генетическую общность и относятся к одному типу пород, как считает В.Т. Съедин [17].

Выборка вулканических пород андезитовой толщи барабашской свиты представлена 25 образцами. Их плотность изменяется от 2.65 до 2.85 г/см<sup>3</sup> ( $\sigma_{\text{ср.}} = 2.78$  г/см<sup>3</sup>), магнитная восприимчивость – от 257 до 50000×10<sup>-6</sup>ед. СИ ( $\chi_{\text{ср.}} = 16116 \times 10^{-6}$ ед. СИ, табл.). Эти образования относятся к плотным и магнитным породам [18]. Гистограммы распределения  $\sigma$  и  $\chi$  для этих пород носят мономодальный характер (рис. 3). Наибольшее количество образцов сосредоточено в интервалах:  $\sigma - 2.76 \div 2.82$  г/см<sup>3</sup>,  $\chi - 5000 \div 20000 \times 10^{-6}$ ед. СИ, в которых находятся и их средние значения. Высокие средние значения физических параметров ( $\sigma_{\text{ср.}} - 2.78$  г/см<sup>3</sup>,  $\chi_{\text{ср.}} - 16116 \times 10^{-6}$ ед. СИ) и их положение на диаграмме (рис. 4 а, 5) свидетельствуют о том, что среди вулканических пород андезитовой толщи преобладают вулканиты среднего и основного состава и переходные между ними разновидности. Наличие среди пород андезитовой толщи практически немагнитных разновидностей (рис. 4 а), фигуративные точки которых локализованы в крайней левой части диаграммы, обусловлено, скорее всего, потерей магнитных свойств в результате их повторного высокотемпературного (порядка 1000°С) разогрева на воздухе в прижерловых условиях. Этот факт подтверждает, что вулканиты андезитовой толщи формировались на суше в пределах долгоживущих вулканических аппаратов.

В любом случае, физические свойства вулканитов андезитовой толщи указывают, что их нельзя считать аналогами образований базитовой толщи барабашской свиты. Плотность и магнитная восприимчивость последних значительно выше (табл., рис. 4 а, 5) и не соответствует аналогичным физическим параметрам основных вулканитов владивостокской и барабашской свит (Т.К. Кутуб-Заде и др., 2002 г.). Вероятно, генетически вулканические образования базитовой и андезитовой толщ барабашской свиты о. Попова – абсолютно разные магматические породы. Образования андезитовой толщи – это вполне самостоятельный тип вулканических пород острова.

Необходимо отметить, что изучение физических свойств магматических пород позволило прояснить некоторые дискуссионные моменты геологического строения о. Попова. В частности, решен вопрос генетической принадлежности вулканитов северной и южной частей острова, которые ранее традиционно относились к образованиям владивостокской (Б.И. Васильев, 1958 г.; Т.К. Кутуб-Заде и др., 2002 г.) [6, 15, 20], а позднее – к барабашской [10] свите. Наши исследования показали, что к собственно владивостокской (барабашской (?)) свите надо относить только вулканические породы андезитовой толщи, которые слагают южную часть острова (рис. 2). Тогда как образования базитовой толщи северной части острова логичнее соотнести с меланократовыми габброидами.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальные геологические исследования, проведенные на о. Попова, показали, что в его строении участвуют все типы магматических пород, характерные для Муравьевского горст-антиклинория и островов его подводного продолжения. На основании собранной представительной коллекции образцов впервые изучены плотность и магнитная восприимчивость всех типов магматических пород, слагающих о. Попова. Анализ полученных данных позволяет сделать ряд выводов:

Все типы магматических пород, выделенные в результате геологических исследований, отчетливо дифференцируются по физическим параметрам.

Петрофизические исследования показали, что по физическим свойствам магматические породы о. Попова формируют две контрастные группы – образования основного (лейкократовые габбро, меланократовые габброиды, базиты барабашской свиты) и кислого ряда (гранитоиды и кислые вулканиты). Каждая из этих групп является производной разных типов магм: первая – глубинной базитовой, а вторая – коровой гранитоидной.

Совокупность полученных геологических и петрофизических данных дает основание полагать, что формирование выявленных типов магматических пород происходило в несколько этапов. В частности, имели место два этапа базитового магматизма. На первом из них сформировались лейкократовые габбро, на втором – меланократовые габброиды, образования базитовой толщи барабашской свиты. Кислый магматизм происходил также в два этапа. На первом сформировались среднезернистые гранитоиды, на втором – розовые гранит-порфиры и кислые вулканиты. В результате еще одного этапа магматической активизации сформировалась андезитовая толща барабашской свиты.

Магматические породы основного состава, отнесенные к муравьевскому комплексу, по петрофизическим свойствам разделяются на две четко выраженные группы: меланократовые габброиды, обладающие самыми высокими характеристиками:  $\sigma_{\text{ср.}} = 2.89 \text{ г/см}^3$ ,  $\chi_{\text{ср.}} = 49957 \times 10^{-6} \text{ ед. СИ}$ , и лейкократовые габбро, имеющие более низкие параметры:  $\sigma_{\text{ср.}} = 2.808 \text{ г/см}^3$ ,  $\chi_{\text{ср.}} = 18697 \times 10^{-6} \text{ ед. СИ}$ .

Изучение физических свойств вулканогенных образований о. Попова, отнесенных Л.А. Изосовым к барабашской свите, подтверждает ее разделение на две толщи – базитовую, породы которой характеризуются более высокими значениями плотности и магнитной восприимчивости:  $\sigma_{\text{ср.}} = 2.884 \text{ г/см}^3$ ,  $\chi_{\text{ср.}} = 54201 \times 10^{-6} \text{ ед. СИ}$ , и андезитовую, вулканиты которой имеют более низкие характеристики физических параметров:  $\sigma_{\text{ср.}} = 2.78 \text{ г/см}^3$ ,  $\chi_{\text{ср.}} = 16116 \times 10^{-6} \text{ ед. СИ}$ . Сходство физических свойств пород базитовой толщи барабашской свиты и меланократовых габброидов дает основание говорить об их генетической общности, что позволяет считать их комагматами. Андезитовая толща представляет собой самостоятельную геологическую единицу, а ее вулканические образования являются производными автономного магматического очага.

Породы гранитоидного ряда, отнесенные к седанкинскому комплексу, по физическим свойствам разделяются на две группы: а) среднезернистые граниты и гранодиориты, имеющие повышенные значения плотности и магнитной восприимчивости ( $\sigma_{\text{ср.}} = 2.621 \text{ г/см}^3$ ,  $\chi_{\text{ср.}} = 7393 \times 10^{-6} \text{ ед. СИ}$ ); б) розовые гранит-порфиры, обладающие более низкими значениями физических параметров ( $\sigma_{\text{ср.}} = 2.567 \text{ г/см}^3$ ,  $\chi_{\text{ср.}} = 247 \times 10^{-6} \text{ ед. СИ}$ ).

Кислые вулканиты характеризуются большим разбросом значений физических параметров: практически немагнитные и низкоплотные породы, скорее всего, соответствуют риолитам, а более магнитные

и плотные разновидности – риодацитам и дацитам. Сходство физических параметров кислых вулканитов и розовых гранит-порфиров позволяет предположить, что эти типы пород, скорее всего, являются комагматами единой кислой (гранитоидной) магмы. Это подтверждается и геологическими наблюдениями.

Наиболее плотные и магнитные разновидности магматических пород локализованы в северной половине о. Попова, что указывает на некоторую специфику геологической эволюции этой части острова, расположенной в зоне глубинного Муравьевского разлома.

Выявленная дифференциация магматических пород о. Попова по плотности и магнитной восприимчивости позволяет использовать эти физические свойства, во-первых, для геологической интерпретации результатов гравиметрической и гидромагнитной съемки на окружающей акватории зал. Петра Великого и, во-вторых, в качестве одного из дополнительных индикаторов типизации магматических пород на других островах этого района.

Подобный комплекс работ в данном районе выполнен впервые, полученные результаты важны для решения проблемы структурно-вещественной и генетической взаимосвязи наземных и морских структур в зоне сочленения Япономорской котловины с прилегающим континентом.

Авторы статьи выражают благодарность: канд. геол.-минер. наук П.С. Зимину – за содействие в проведении полевых работ; А.Н. Сокареву – за предоставленное техническое обеспечение лабораторных исследований и консультации; канд. геол.-минер. наук А.А. Гаврилову и В.В. Лепешко – за предоставленные образцы.

Авторы благодарны рецензентам за критические замечания и советы по их устранению.

Работа выполнялась в рамках программы ФЦП «Мировой океан».

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бессонова Е.А., Никифоров В.М., Залищак В.Б., Зверев С.А., Емельянова Т.А. Природа магнитных аномалий островов Попова, Рикорда, Рейнеке (залива Петра Великого, Японское море) по результатам детальных исследований // Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого, Японское море. М.: ГЕОС, 2008. С. 340–355.
2. 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, г. Владивосток, 27–30 сентября 2001 г. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 201–208.
3. Валитов М.Г., Кононец С.Н., Кулинич Р.Г. Структурно-плотностные модели земной коры зоны сочленения Центральной котловины с прилегающим континентом // Исследования дальневосточных морей России. Кн. 3. Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 53–60.
4. Валитов М.Г. Структурно-плотностная трансформация земной коры в зоне сочленения центральной котловины Японского моря с континентом: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2009. 26 с.
5. Васильковский Н.П. Строение цоколя шельфа залива Петра Великого // Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. С. 64–81.
6. 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, Японское море. М.: ГЕОС, 2008. Т. 1. С. 312–339.
7. Ефимов Ф.Н. Каппаметрическое и магнито-фракционно-минералогическое изучение осадочных образований. М.: Недра, 1969. 85 с.
8. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А. Проблемы геологии и алмазоносности зоны перехода континент–океан (Япономорский и Желтоморский регионы). Владивосток: Дальнаука, 2000. 326 с.
9. 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.
10. Изосов Л.А., Съедин В.Т., Емельянова Т.А., Кононец С.Н., Валитов М.Г., Крамчанин К.Ю. Новые данные по магматическим комплексам о-ва Попова и некоторые проблемы геологии залива Петра Великого // Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого, Японское море. М.: ГЕОС, 2008. С. 355–378.
11. Кулинич Р.Г. Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1969. 27 с.
12. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Мощность и типы земной коры Японского моря по данным морской и спутниковой альтиметрии // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 6. С. 3–13.
13. 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.
14. Никифоров В.М., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Дмитриев И.В., Старжинский С.С., Шкабарня Г.Н. Особенности флюидного режима литосферы в зоне сочленения Южного Приморья и Японского моря по комплексу геофизических данных. // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 1. С. 55–65.
15. Попов В.К. Геологическое прошлое и настоящее островов залива Петра Великого // Дальневосточный морской биосферный заповедник. Исследования / Отв. ред. А.Н. Тюрин. Владивосток: Дальнаука, 2004. Т. 1. С. 237–245.
16. Сухин М.В. Методические рекомендации по проведению петрофизических исследований при геологическом картировании / Препринт. Хабаровск, 1980, 68 с.
17. Съедин В.Т. Магматические комплексы о-ва Попова (залив Петра Великого, Японское море) // Тектоника и глубинное строение Востока Азии: VI Косыгинские чтения: Материалы докл. Всерос. конф., 20–23 января 2009 г., г. Хабаровск.

- Хабаровск, 2009. С. 232–236.
18. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / Ред. Н.Б. Дортман, М.: Недра, 1992. 455 с.
19. Gavrilov A.A., Bessonova E.A. 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: Reports of VII Intern. Symp., Vladivostok, 20–24 Sept., 2005. Vladivostok: FEB RAS, 2005. P. 110–115.
20. Mikhailov V. Geological map of Vladivostok and its environs. Scale 1:125 000 / Ed. A. Khanchuk. Vladivostok: Far Eastern Geol. Institute, 1994.

*Рекомендована к печати П.Г. Кулиничем*

*S.N. Kononets, V.T. S'edin, T.A. Kharchenko, M.G. Valitov, L.A. Izosov*

### **Types and physical properties of igneous rocks of the Popov Island (Peter the Great Bay, Sea of Japan)**

The paper presents the results of geological and petrophysical researches carried out on the Popov Island by the Pacific Oceanological Institute of Far Eastern Branch of Russian Academy of Science during 2003–2009. As a result, there were established 7 types of igneous rocks. Their density and magnetic susceptibility have been determined. It was established that the rock types are clearly differentiated with respect to their physical parameters. The identified relationship allows these physical properties to be used first of all for geological interpretation of gravity and hydromagnetic survey on the surrounding water area of the Peter the Great Bay and, secondly, as an additional indicator of igneous rocks typing on the other islands of the region. A similar complex of works in this area was carried out for the first time. The results obtained are essential for solving the problem of structural, substantial and genetic relationships of the terrestrial and marine structures at the junction zone between the Japan Sea Basin and adjacent continent.

**Key words:** geological structure, igneous rocks, physical properties, density, magnetic susceptibility, Popov Island, Sea of Japan.