

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЗЕМНОГО ШАРА И ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМЛИ

К.П. Караванов, **В.В. Кулаков**

Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск

Поступила в редакцию 26 декабря 2007 г.

Отражены результаты почти полувековых теоретических и прикладных исследований К.П. Караванова, связанных с исследованиями гидрогеологических систем континентов и дна океанов и региональной гидрогеологии Тихоокеанского сегмента Земли. Эти исследования на современном этапе не завершены, развиваются его последователями и являются основой для дальнейшего изучения особенностей подземной гидросферы на суше и на ложе океанов и морей.

Ключевые слова: гидрогеологические системы, подземные воды, Тихий океан.

При выявлении региональных, да и глобальных особенностей распространения гидрогеологических систем (ГГС) или гидрогеологических структур исследователи всегда видели глубокую связь размещения их с тектоническими особенностями территории. Особенно много этим вопросом занимались Н.И. Толстихин, Е.А. Басков, К.П. Караванов, В.А. Кирюхин, Н.А. Маринов и др. [1–3, 9–11, 13–17, 23–32, 44–46, 51, 52].

По отдельным крупным регионам Земли во второй половине прошлого века были изданы монографии, достаточно глубоко освещающие основные закономерности распространения и формирования подземных вод. Среди них особо следует отметить 49-томную монографию “Гидрогеология СССР” [17], а также [2, 14, 15, 16]. Анализ выявленных гидрогеологических закономерностей показывает, что тектонические процессы, приводящие к формированию различных геоструктур, лежат и в основе как региональных, так и глобальных особенностей распространения различных типов ГГС, а соответственно и подземных вод.

По особенностям строения земной коры различают континентальный тип мощностью до 75 км (платформенные и горно-складчатые зоны материков), океанический тип (ложе океанов) мощностью 5–15 км и переходный между ними тип мощностью до 25–35 км (шельфовые зоны материков, островные дуги и глубоководные желоба). Последние в структурном отношении являются границей между океанами и континентами. Земная кора, как

принято большинством геологов, имеет слоистое строение. Гидрогеологические особенности этих слоев там, где они выходят на поверхность, изучены на ограниченную глубину – 3000–5000 м – по сравнению с мощностью земной коры (за исключением Кольской сверхглубокой скважины глубиной 12260 м, где подземные воды изучены по всему разрезу скважины).

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЗЕМНОГО ШАРА

Среди основных типов ГГС в настоящее время выделяют артезианские бассейны, артезианские адбассейны, вулканогенные гидрогеологические бассейны (и адбассейны), гидрогеологические массивы (и адмассивы) и трещинно-жильные ГГС. В океанах предлагается выделять и другие типы ГГС, что рассматривается ниже.

Распространение всех типов ГГС обычно контролируется геоструктурными особенностями Земли. Последние в настоящее время выявлены достаточно хорошо, отражены на Международной тектонической карте Мира [57] и описаны в объяснительной записке к ней [50]. Упомянутые работы базируются на концепции плитной тектоники Земли. В какой-то степени она будет использована для интерпретации глобальных гидрогеологических особенностей территории. Для объяснения некоторых гидрогеологических закономерностей использованы представления Л.И. Красного [33] на тектоническое строение Земли, в пределах которой им выделяются геоблоки

(сравнительно стабильные образования) и межгеоблочные наиболее подвижные зоны.

В последние годы большой геологический материал был получен американскими исследователями при бурении скважин в морях и океанах [56, 57]. Так, в 2001 г. в 197-м рейсе “Джоидес Резолюшн” была пробурена уже 1206 скважина. Скважины вскрывают осадочный покров и врезаются иногда на несколько сотен метров в базальтовую толщу. Нам представляется, что в вертикальном разрезе земной коры, особенно в пределах платформенных и вулканогенных зон, наблюдается смена одних гидрогеологических систем другими, на что впервые обратили внимание И.К. Зайцев и Н.И. Толстихин [21]. Заметим также, что тектонические особенности территории используются лишь как основа при выявлении гидрогеологических закономерностей, на которые влияют во многом различные экзогенные особенности формирования подземных вод. Обычно гидрогеологи занимаются изучением гравитационных вод, решая различные прикладные задачи, но в разрезе земной коры роль их с глубиной постепенно убывает и начинают доминировать слабоподвижные флюидогенные, физически и химически связанные воды. Количество последних по объему породы (серпентиниты) может достигать 15 % (имеется в виду гидроксил).

В дальнейшем при названии ГГС будем учитывать принадлежность их к основным крупным геоструктурам Земли (что обуславливает обычно тип скопления подземных вод) и глобальным особенностям формирования подземных вод.

Предлагается рассмотреть распространение ГГС по следующим глобальным геоструктурам: платформы (включая их шельфовые зоны), горноскладчатые (коллизийные) территории, океанические плиты, океанические желоба (зоны субдукции), срединные океанические хребты (включая зоны спрединга), трансформные разломы.

Ранее К.П. Каравановым был предложен один из вариантов систематики ГГС на примере Тихоокеанского сегмента Земли [28] с выделением надрядов, рядов, подрядов, типов, подтипов, видов, подвидов и разновидностей. На уровне гидрогеологического типа выделяется 83 представителя. В данной статье эта типизация несколько переработана и предлагается выделять следующие ГГС.

А. Платформенные субаэральные, субгляциальные и субмаринные (шельфовые) ГГС:

1. артезианские бассейны и адбассейны (включая шельфовые);
2. гидрогеологические массивы (чаще как ГГС фундамента платформ).

Артезианские бассейны, как пластовые ГГС, приурочены к чехлу древних платформ или чехлу разных по возрасту плит. В северной части Восточного полушария Земли к ним относятся сложно построенные с разнообразным составом водовмещающих пород артезианские бассейны Восточно-Сибирской платформы, Западно-Сибирской эпигерцинской плиты, Восточно-Европейской платформы, Тимано-Печерской и Среднеевропейской эпибайкальских плит, Западно-Европейской эпикаледонской и эпигерцинской плит. Платформенный и плитный чехол прослеживается на значительном протяжении под водами Северного Ледовитого океана, и здесь артезианские бассейны являются субмаринными шельфовыми. В настоящее время артезианские бассейны как в субаэраальной, так и в субаквальной частях достаточно хорошо изучены в результате нефте- и газопоискового бурения, и основные закономерности формирования ресурсов и химического состава подземных вод установлены [3]. В связи с суровыми климатическими условиями разрез некоторых артезианских бассейнов заморожен на глубину до 300 м, и такие ГГС обычно называют криогидрогеологическими.

Южную часть Азии занимают артезианские бассейны Аравийской, Индостанской, Корейско-Китайской, Южно-Китайской (Янцзы) и Индосинийской платформ и Таримского, Цойдамского, Северо-Тибетского и Южно-Тибетского массивов.

В пределах авлакогенов и перикратонных прогибов развиты ГГС с пластово-блоковым скоплением подземных вод. Наиболее изученной среди них является Донбасская гидрогеологическая область.

В северной части Западного полушария Земли артезианские бассейны приурочены к платформенному чехлу Северо-Американской платформы. Мощность чехла в отдельных впадинах достигает 9000 м. В пределах Африки артезианские бассейны занимают более половины континента. Водовмещающими являются терригенные или терригенно-карбонатные отложения [15] палеозойско-мезозойско-кайнозойского возраста общей мощностью 2000–5000 м, изредка и более. Подземные воды наиболее хорошо изучены до глубины 500 м.

Платформенный чехол Австралийской платформы, где развиты артезианские бассейны, представлен верхнедокембрийскими (система Аделаида 600–1400 млн лет), палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими карбонатными, терригенно-карбонатными и терригенными образованиями. Основные закономерности распространения артезианских бассейнов и особенности развития в них подземных вод рассматриваются в работе [55].

В южной части западного полушария Земли (Южная Америка) артезианские бассейны приурочены к осадочному чехлу древней Южно-Американской платформы и палеозойской Патагонской платформы. В пределах синеклизы Парана, где широко проявлен толеитовый трапповый магматизм и мощность толщи базальтов достигает 1500 м, выделяются вулканогенные трапповые гидрогеологические бассейны.

В Антарктиде значительная часть осадочного чехла платформы (Антарктической) перекрыта ледовым панцирем мощностью иногда более 4000 м. Эти бассейны (на глубинах с развитием пластовых поровых и трещинных вод) относятся к субгляциальным криогидрогеологическим (или гляцио-гидрогеологическим) системам. В краевых частях осадочных бассейнов породы, по-видимому, полностью проморожены.

Б. Горноскладчатые (коллизийные внутриконтинентальные, окраинно-континентальные, островодужные) субаэральные, субгляциальные, субмаринные (?) ГГС:

1. гидрогеологические массивы и адмассивы;
2. гидрогеологические вулканогенные массивы, адмассивы, бассейны и адбассейны (окраинно-вулканогенные, внутриконтинентальные вулканогенные, островодужные);
3. межгорные срединные артезианские бассейны.

Необходимо иметь в виду также, что современный облик горных сооружений во многом связан с неотектоническими и современными экзогенными процессами (особенно эрозионно-денудационной деятельностью). Это приводит к различной степени приподнятости и эрозионной расчлененности горных сооружений, что проявляется в особенностях формирования подземных вод, особенно подземного стока и химического состава воды. С неотектоническими процессами в горных сооружениях во многом связано формирование различных по составу минеральных вод [4].

Коллизийные внутриконтинентальные структуры протянулись в долготном направлении от Португалии и Атласских гор (Северная Африка) до Приохотья и Бенгальского залива. Здесь выделяются две ветви коллизийных горно-складчатых структур. Одна из них – верхнепалеозойско-нижнемезозойская Казахстано-Монголо-Охотская, другая – верхнемезозойская Средиземноморско-Гималайская. Рассматриваемые коллизийные структуры возникли в результате длительного взаимодействия окраин северных платформ – Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской и южных – Аравийской, Индостанской и

Корейско-Китайской. В гидрогеологическом отношении территория характеризуется развитием различных ГГС и сложными условиями формирования подземных вод, что отражено в ряде работ, изданных под редакцией Н.А. Маринова или Н.А. Маринова и Н.И. Толстихина [14–16].

Окраинно-континентальные складчатые области особенно четко выделяются в пределах западной части Американских континентов. Взаимодействие в этом районе океанических и континентальных плит по зоне субдукции происходило активно на протяжении верхнего мезозоя и кайнозоя, что подтверждается излиянием огромной массы вулканических пород преимущественно основного состава. Высота горных сооружений превышает 6000 м. В гидрогеологическом отношении такие территории представляют развитие гидрогеологических вулканогенных бассейнов, адбассейнов, адмассивов и массивов (в зависимости от типов скопления подземных вод в вулканогенных образованиях).

В позднекайнозойское время многие территории внутриконтинентальной коллизии подверглись рифтогенезу с накоплением в рифтах пород терригенной (молассовой) и вулканогенных формаций. Такие геологические структуры представляют чаще всего межгорные (иногда срединные) гидрогеологические (артезианские) бассейны или вулканогенные гидрогеологические бассейны и адбассейны.

В. Субдукционные субаквальные ГГС приурочены к современным глубоководным желобам, которые протянулись на тысячи километров вдоль западной и восточной частей Тихого океана. Глубина желобов достигает 11 тыс. м, а мощность осадочного чехла в них может превышать 2000 м (по геофизическим оценкам). Осадочные породы представлены глинистыми, глинисто-кремнистыми, туфогенными образованиями с доминирующим развитием физически связанных вод. Такие бассейны названы нами бассейнами с коннекционными связанными водами.

Зоны глубоководных желобов обычно рассматриваются (с позиции тектоники литосферных плит) как зоны, по которым океаническая плита погружается под континентальную. Некоторые исследователи считают, что осадочный материал желоба, сформированный на краю океанической плиты, вместе с базальтовым и нижележащими слоями затягивается на значительные глубины, и осадки служат затем водной компонентой изливающихся лав, формирующейся вулканической островной дуги (например, Курильской), или вулканитов окраин континентов (например, Анды).

Г. Плитные океанические субаквальные ГГС:

1. гидрогеологические бассейны с коннексионными водами;
2. вулканогенные гидрогеологические бассейны и адбассейны;
3. вулканогенные гидрогеологические массивы и адмассивы.

Океанические плиты особенно четко выделяются в пределах Тихоокеанского сегмента Земли. Границами плит здесь являются зоны спрединга, глубоководные желоба, иногда трансформные разломы. Морфологически плиты представляют системы современных океанических впадин, разделенных относительно возвышенными поднятиями, иногда хребтами (например, Гавайский, Императорский в Тихом океане). Причем, в хребтах отмечается современная активная вулканическая деятельность. Возведение впадин и поднятий в разряд самостоятельных ГГС весьма проблематично в силу еще слабой изученности их. Как в тех, так и в других широко развиты базальтовые лавы с возможным наличием субокеанических подземных вод. Во всяком случае, об этом свидетельствуют текстурно-структурные особенности лав, вскрытых при глубоководном бурении. При этом четкое выделение субокеанических вулканогенных гидрогеологических адбассейнов, адмассивов или массивов (с резкими границами) встречает определенные трудности. Учитывая породные особенности в вертикальном разрезе океанической плиты, предлагается осадочный чехол плит рассматривать в качестве коннексионного гидрогеологического бассейна с развитием преимущественно физически связанных вод, хотя гравитационные воды также могут существовать. Базальтовый слой мощностью до 2–3 км можно рассматривать в качестве самостоятельного гидрогеологического вулканогенного бассейна или адбассейна.

Установлено, что базальтовый слой, как покровное образование, очень часто пронизан субвулканическими породами более молодых вулканов (как проявление внутриплитной вулканической деятельности). В таких местах образуются очень сложные вулканические системы, но отдельные из них можно рассматривать в качестве самостоятельных гидрогеологических массивов и адмассивов.

Д. Срединно-океанические субаквальные ГГС:

1. вулканогенные гидрогеологические адбассейны и бассейны;
2. трещинно-жильные (включая рециклинговые) вулканогенные ГГС черных и белых “курильщиков”.

Срединно-океанические хребты (Атлантический, Индийский, Тихоокеанский) практически охватывают весь Земной шар. Над дном прилегающих впадин они возвышаются на 2–3 км. В центральной части их развита рифтовая система (зона спрединга), характеризующаяся активной вулканической деятельностью. Рифтовая долина относительно вершин хребтов опущена на 200–300 м и разбита многочисленными разломами. Осадочный покров в осевой части хребта практически отсутствует.

Во многих точках рифтовой долины, особенно Тихоокеанского хребта, выявлены рециклинговые гидрогеологические системы, где океанические воды по зонам разломов под большим давлением взаимодействуют с горячими вулканическими (лавовыми) камерами, в результате чего образуются на дне океана выходы воды и рудные постройки, обогащенные сульфидами железа, цинка или свинца (черные “курильщики”) или соединениями кремния и бария (белые “курильщики”). Температура воды в таких выходах достигает 280° С [7, 49].

Е. ГГС океанических трансформных разломов с трещинно-жильными водами.

Глобальная самостоятельность таких ГГС как будто бы не вызывает сомнений, учитывая протяженность трансформных разломов более чем на 1000 км. Наблюдается четкая выраженность трансформных разломов в рельефе дна океана, что проявляется в наличии приразломных хребтов и глубоких впадин, сбросов и трещин повышенной сейсмичности. Предполагается, что разломы проникают до подошвы литосферы (≈100 км) и являются зонами, по которым происходит скольжение океанических плит. Вероятно, в таких зонах происходит интенсивное взаимодействие океанических вод с базальтами по типу рециклинговых ГГС.

ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ ТИПЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ НИЖНЕГО ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО ЭТАЖА ЗЕМНОЙ КОРЫ ОКЕАНОВ

Как и на материках, доминирующее развитие в пределах нижнего гидрогеологического этажа земной коры океанов получают трещинно-жильные ГГС. Об их развитии свидетельствуют геофизические данные, которые указывают на широкое развитие в нижней части земной коры мощных и протяженных зон трещиноватости и разрывных нарушений. Широкое развитие здесь, по-видимому, получили также ГГС с химически связанными подземными водами (ПВ), которые пространственно приурочены к серпентинитовому слою земной коры мощностью до 2-х км.

Таксономия ГГС нижней части земной коры приведена в табл. 1.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ ДНА МОРЕЙ И ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА

Окраинные шельфовые (включая глубоководный шельф) моря

Они распространены преимущественно в Западной части Тихого океана [47, 54]. В принципе, каждое море можно рассматривать как субмаринную гидрогеологическую область со своей историей развития и характерными особенностями. Геологическое строение, морфологические и морфометрические особенности большинства таких морей рассмотрены Г.С. Гнибиденко [18, 19] и В.И. Головинским [20]. Гидрогеологические особенности их изучены слабо. Обычно эти моря занимают краевые части складчатых или платформенных структур. В этом случае такие гидрогеологические системы следовало бы именовать субаэрально-субмаринными. Например, восточная часть Западно-Камчатского прогиба находится в пределах суши (Камчатский полуостров), в то время как другая часть его располагается в пределах акватории Охотского моря, но в гидрогеодинамическом отношении этот прогиб представляет единое целое. Некоторые вулканогенные гидрогеологические бассейны Сихотэ-Алинского вулканогена [9, 11] прослеживаются в пределах Татарского пролива.

Предлагается выделить следующие гидрогеологические области: Берингоморская, Охотоморская, Япономорская, Желтого моря, Восточно-Китайского моря, Южно-Китайского моря, Филиппинского моря, Яванского моря, морей Сулу, Сулавеси, Молукского, Банда, Бали, Флорес, Саву, Новогвинейского моря, Кораллового моря, моря Фиджи, Тасманового моря,

плато Кемпбелл и поднятия Чатем, моря Росса, моря Белинсаузена, моря Амундсена [20].

Моря Росса и Амундсена можно рассматривать как шельфовые зоны области шельфового ледника Росса с субгляциально-субмаринными гидрогеологическими бассейнами.

Глубоководные желоба

Это пограничные с ложем Тихого океана зоны, вытянутые на тысячи километров. С гидрогеологических позиций целесообразно их рассматривать в качестве самостоятельных гидрогеологических областей. Из 29 желобов 26 расположены в западной части Тихого океана. Здесь с севера на юг выделяются, соответственно, следующие гидрогеологические области: Алеутская, Курило-Камчатская, Японская, Кюсю, Рюкю (Нансей), Манильская, Филиппинская, Идзу-Бонинская, Волкано, Марианская, Яп, Палау, Вебер (Банда), Новогвинейская, Муссау, Западно-Меланезийская (Адмиралтейства), Новобританская, Бугенвильская (и Гвадалканал), Витязя, Санта-Крус, Сан-Кристоваль, Новогибридская, Тонга, Кермадек, Хикуранги, Хьюрт.

В пределах Северной и Южной Америки такими областями являются: Центральноамериканская, Перуанская, Чилийская [20].

Ложе Тихого океана

Крупными геоструктурными и морфологическими элементами ложа океана являются впадины, поднятия и своды (вулканические), трансформные разломы. В.И. Головинский [20] выделяет 83 таких структур. Каждую из них можно рассматривать как гидрогеологическую область. Подобный подход к районированию ложа океана был осуществлен В.А. Кирюхиным и Н.И. Толстихиным [30–32], а

Таблица 1. Таксономия ГГС нижней части земной коры.

Ряды ГГС (по степени связанности ПВ)	Подряды ГГС (по фазовому состоянию (ФС) ПВ)	Типы ГГС (по особенностям тел скопления ПВ)	Название типов ГГС (как элементарных систем)	Название подтипов ГГС (по доминирующему составу пород)
ГГС нижней части континентальной и переходной от континентальной к океанической земной коры (гравитационные и физически связанные ПВ)	ФС – жидкое (вода) и флюидогенное (флюид)	Пластово-плоскостные дробленные	Трещинно-жильная ГГС	Гранито-гнейсовая (ГГ), эклогит-гранулитовая (ЭГ)
		Камерные и пластово-камерные	Камерная трещинно-жильная (дилатансионная)	Гранито-гнейсовая (ГГ), эклогит-гранулитовая (ЭГ)
ГГС нижней части океанической коры: 1) гравитационные и физически связанные ПВ, 2) преимущественно химически связанные ПВ	ФС – жидкое (вода), флюидогенное (флюид), газообразное (пар)	Пластово-плоскостные	Трещинно-жильная ГГС	Габбро-перидотитовая дайковая (ГПД), габбро-перидотитовая (ГП), дунит гарц-буригитовая (ДГ)
		Пластовые и пластово-блоковые	Массив с химически связанной ПВ	Серпентинитовая (С)

также Е.А. Басковым и С.Н. Суриковым [4]. Различные типы ГГС ложа океана (без выделения соответствующих районов) был произведен К.П. Каравановым [24, 25]. При таком районировании в пространственном (географическом) отношении некоторые территории (желоба, трансструктурные разломы) хотя и являются трехмерными образованиями, но характеризуются большой вытянутостью и, вероятно, целесообразно было бы их назвать гидрогеологическими зонами.

Анализ выделения впадин и поднятий по батиметрическим особенностям ложа океана показывает, что эти элементы все же характеризуются и своим гидрогеологическим отличием. Для поднятий весьма характерен внутриплитный магматизм [39] и в этом случае общая мощность второго (базальтового) слоя будет больше, чем во впадинах. Кроме того, в таких местах более древние лавы всегда пронизаны более молодыми магматическими телами (дайками, силлами) и базальтовый слой поэтому имеет более сложное строение. Базальтовый слой во впадинах в пределах развития локальных гор, а они в основном вулканического происхождения, также характеризуется сложным строением. Батиметрические особенности современного океана – это неотектонический этап его развития, поэтому говорить о постоянстве, в геологическом времени, впадин и поднятий нельзя. Во впадинах не всегда мощность осадочного чехла повышена. В стратиграфическом разрезе бывают перемены, что подтверждено глубоководным бурением [56]. Все-таки, районы впадин характеризуются более широким развитием коннексионных гидрогеологических бассейнов, образующих самый верхний этаж земной коры, второй – образуют вулканогенные гидрогеологические бассейны.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА

Наблюдается площадная несоразмерность выделенных типов ГГС в пределах суши и ложа океана. Далее впадины, поднятия, трансформные разломы в пределах океана условно приняты за гидрогеологические области (названия их даются по [20]), поэтому единицы районирования более высокого ранга названы провинциями. Среди них выделяются следующие (рис. 1).

I. Северо-Западная Тихоокеанская провинция субокеанических коннексионных и вулканогенных гидрогеологических бассейнов (ВГБ).

Здесь входят следующие ГГС впадины: Папанина, Исакова, Милуоки, Бейлей, Минамитори, Сайпан (Восточно-Марианская), Магеллана, Северная Паль-

мира, Западно-Каролинская, Восточно-Каролинская, Северо-Меланезийская, Кемпбелл, Южно-Меланезийская, Гарднера, Нова, Северная Токелау, Пенрин. ГГС поднятий: следующие: Зенкевича (поднятие Хоккайдо), Шатского, Маркус-Уэйк, Уэйк-Неккер, Магелланских гор, Каролинское, Энветок, Ралик, Ратак, Магеллана, Эаурипик, Капингамаранги, Науру, Гилберта, Тувалу, Хаулэнд, Манихики. ГГС трансформных разломов: Нова-Кантон.

В этой провинции (рис. 1), расположенной западнее Тихоокеанского геораздела [33], наблюдается хаотичное размещение впадин и поднятий, что свидетельствует о сложной геологической истории территории. Глубина до поверхности Моховичича здесь несколько больше, чем в восточной части Тихого океана [20, 48]. Однако в гравитационных аномалиях четкого отличия не наблюдается.

II. Провинция Центрально-Тихоокеанского геораздела субокеанических вулканогенных гидрогеологических бассейнов.

Эта провинция (рис. 1) включает следующие ГГС (как поднятия, хребты): Северо-Западный хребет (Императорские горы), Хесса, Гавайский свод, Лайн, Полинезийский вал (северо-западная часть) или как впадины: Южно-Гавайская.

В районе Полинезийского вала южная граница Тихоокеанского геораздела выделяется не четко. Сопряжение геораздела с подводными структурами, смежными с Новой Зеландией, также не ясно.

III. Северо-Восточная Тихоокеанская провинция субокеанических коннексионных и вулканогенных гидрогеологических бассейнов и трещинно-жильных ГГС зон трансформных разломов.

Здесь выделены (рис. 1) следующие ГГС впадин: Чинук, Мендосино-Меррей, Меррей-Молокаи, Молокаи-Кларион, Кларион-Клиппертон, Клиппертон-Галапагос, Полинезийская, Галапагос-Маркизская, Тики. ГГС поднятий: Гагарина, Маркизская. ГГС трансформных разломов: Императорская, Чинук, Мендосино, Пайонир, Миррей, Молокаи, Кларион, Клиппертон, Сикейрос, Галапагосская, Маркизская.

Рассматриваемая провинция наиболее крупная, протянувшаяся с севера на юг более чем на 10000 км, а с востока на запад почти на 5000 км (по площади это соответствует Европе). Геоструктуры (впадины и трансформные разломы) вытянуты с востока на запад. Четко выделяемые поднятия распространены лишь в южной части провинции.

IV. Юго-Западная Тихоокеанская провинция субокеанических коннексионных и вулканогенных гидрогеологических бассейнов.

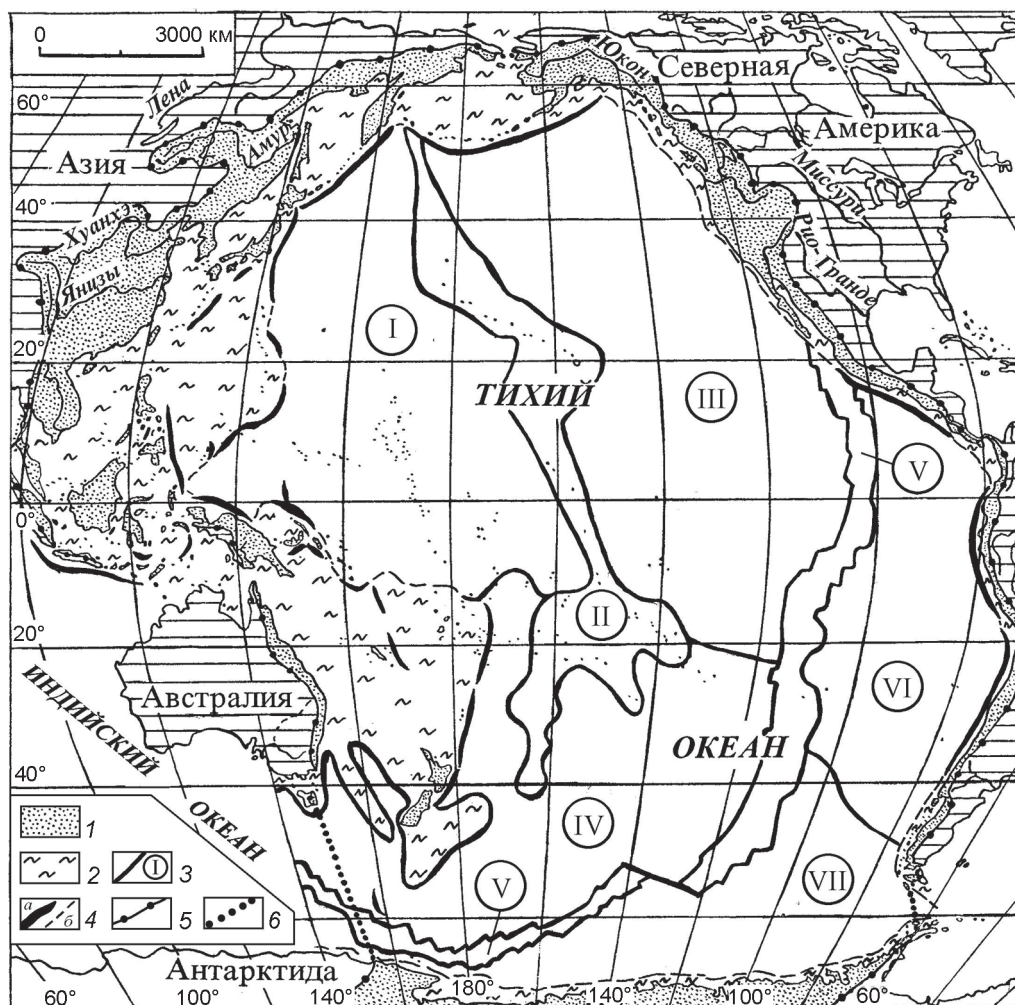


Рис. 1. Гидрогеологические провинции ложа Тихого океана.

1 – ГГС суши; 2 – ГГС шельфа (включая глубоководный); 3 – ГГС ложа океана с границами гидрогеологических провинций и их номерами; 4–6 – границы: 4 – ложа океана по линии глубоководных желобов (а) или по другим элементам (б), 5 – Тихоокеанского водосбора, 6 – водных масс Тихого океана.

Здесь развиты (рис. 1) ГГС впадины: Самоанская, Осборн, Луисвил, Кристенсен, Удинцева, Симпсона. ГГС Полинезийского поднятия (как юго-восточная часть одноименного свода). ГГС трансформных разлома Элтанин. Западная часть этой провинции выделяется нечетко в связи с тем, что последние исследования в Приавстралийской зоне свидетельствуют о сложном взаимодействии океанической и переходной земной коры в этой зоне.

V. Провинция Восточно-Тихоокеанского и Южно-Тихоокеанского хребтов с субокеаническими вулканогенными гидрогеологическими бассейнами и трещинно-жильными ГГС рифтовой долины, поперечных и трансформных разломов.

В эту провинцию (рис. 1) входят следующие ГГС отдельных участков хребта: Восточно-Тихоо-

кеанская, Южно-Тихоокеанская. ГГС трансформных разломов: Куирос(?), Пасхи, Менарда и ГГС части разломов Элтанин и Удинцева.

В рифтовой зоне Восточно-Тихоокеанского хребта (в северной части) широко развиты рециклинговые ГГС с черными “курильщиками”.

VI. Юго-Восточная Тихоокеанская провинция субокеанических коннексиальных и вулканогенных гидрогеологических бассейнов и трещинно-жильных ГГС хребтов Галапагосского, Наска и Западно-Чилийского.

Сюда входят (рис. 1) области ГГС впадин: Гватемальская, Панамская, Перуанская, Чилийская; поднятий: Центрально-Американское, включающее Галапагосский и Наска хребты, Чилийский свод с Западно-Чилийским хребтом.

В пределах Галапагосского хребта выявлены черные “курильщики”, что свидетельствует об активной магматической жизни этой зоны в настоящее время.

VII. Южно-Тихоокеанская провинция субокеанических коннексионных и вулканогенных гидрогеологических бассейнов.

Сюда входит (рис. 1) лишь одна область (обширная и мало изученная) ГГС – Беллингаузена.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМЛИ

Для отдельных участков океана имеются геологические, геофизические и геолого-структурные разрезы. Они и послужили основой составления очень схематических гидрогеологических разрезов. Фактически проведена гидрогеологическая интерпретация геологического разреза, составленного по Международной тектонической карте Мира масштаба 1:15 000 000 [57]. Использована также Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана [12], а также результаты глубоководного бурения [5, 6, 56] и различные геологические и гидрогеологические карты по Российской приморской зоне [1, 10, 11, 23, 29, 53]. При составлении разрезов (для отражения на них принципиальных вопросов) учитывались также достижения по изучению геологического разреза других океанов (особенно Атлантического). Разрезы составлены по 50°с.ш. и по экватору.

Имеются некоторые особенности гидрогеологической интерпретации геологического разреза территории. Исследования последних лет, особенно геофизические, показали, что океаническая плита рассечена многочисленными разрывными нарушениями различной морфологии, протяженности и глубины. Особенно мощными являются трансформные разломы. Формирование гайотов связано с концентрическими разломами. Чаше всего разрывные нарушения представляют сложную, достаточно широкую зону в различной степени дробленных пород, т.е. земная кора океана вплоть до серпентинитового слоя обводнена.

В пределах океанической коры выделяют обычно три основных слоя: осадочный, базальтовый, габбро-перидотитовый. В последнее время некоторые исследователи третий слой подразделяют на два или три подслоя. Сверху вниз следующим: слой даек долеритов и габбро, массивные полосчатые габбро, серпентиниты или серпентинизированные перидотиты. Последние хотя и закартированы при драгировании в зонах трансформных разломов, но реальных

данных, что это именно мощный слой, нет. Вместе с тем, в слое массивного габбро и в зонах разрывных нарушений на разрезе нами показаны ксенолиты и протрузии серпентинитов.

На разрезах (рис. 2, 3) показаны также границы различных возрастных комплексов пород, они преимущественно субвертикальные.

Слоисто-блоковая структура океанической коры выражается в смене сверху вниз следующих крупных геологических образований: 1) осадочный или осадочно-туфогенный, 2) базальтовый, 3) долеритовый дайковый, 4) габбро-перидотитовый, 5) серпентинитовый. Видимо, серпентиниты не образуют сплошного слоя и в местах их отсутствия мощность габбро-перидотитов значительно увеличивается, и они непосредственно налегают на ультрабазиты мантии. В результате различных тектонических процессов, особенно в зонах разрывных нарушений, могут образоваться отдельные линзы серпентинитов или могут быть вынесены пластины их в верхние горизонты океанической коры из нижнего серпентинитового слоя.

Блоковость строения океанической плиты связана с хрупкостью материала коры, ее небольшой мощностью (6–12 км) и значительной протяженностью – до нескольких тысяч км.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА

Роль подземных вод в процессе развития океанической коры меняется в зависимости от тектономагматических или геодинамических процессов. В зоне спрединга происходит взаимодействие: а) сквозьмагматических газов, б) тепловых кондуктивных и конвективных флюидных потоков, выносимых магмой, в) магматических расплавов, проходящих стадию кристаллизации минералов, г) океанической воды, находящейся под давлением 300–400 атмосфер. Современные зоны спрединга – это нередко территории развития рециклинговых систем с черными “курильщиками” в придонной океанической части с температурой до 380°C. Взаимодействие океанических вод с магматическим расплавом и их преобразование является одной из наиболее интересных и сложных геохимических задач [4, 7, 8, 22, 34, 38, 40, 51 и др.].

О роли воды в развитии литосферы посвящена капитальная работа Б.Л. Личкова [35]. О большом значении флюидов в геодинамике нефтегазовых толщ отмечалось в работах многих геологов-нефтяников СССР, а в геодинамике океанической коры в работах [36, 37, 41, 42, 58].

К настоящему времени установлено, что под океаническими водами находятся различные толщи

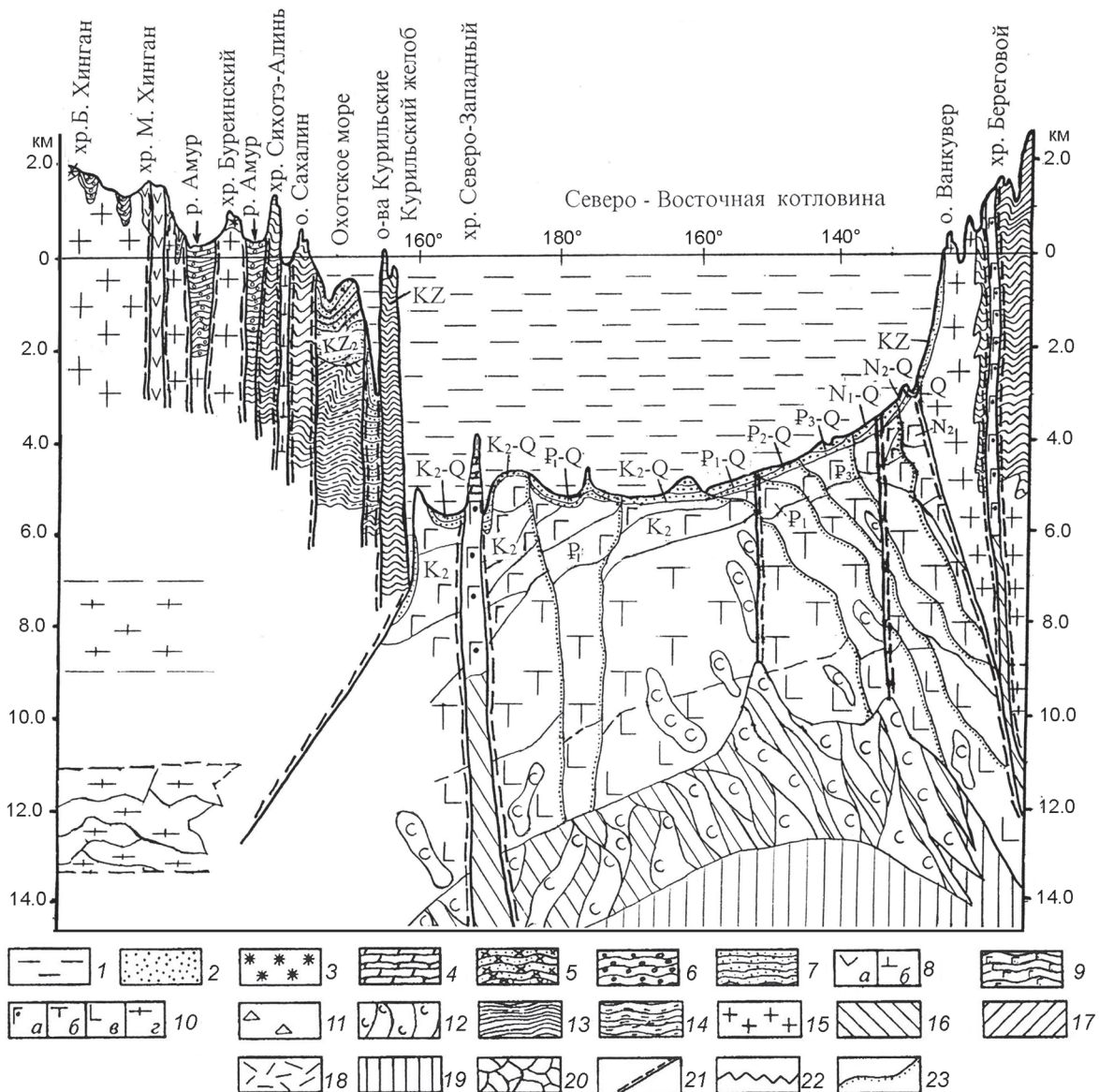


Рис. 2. Гидрогеологический разрез через Тихий океан по 50° с.ш.

1 – водная масса Тихого океана и прилегающих морей; 2 – водоносный горизонт (ВГ) кайнозойских терригенных, преимущественно аллювиальных отложений; 3 – водоносный комплекс (ВК) с надмерзлотными, межмерзлотными и подмерзлотными ПВ; 4 – ВК карбонатных отложений атоллов; 5 – водоносная зона трещиноватости (ВЗТ) иногда ВК кайнозойских терригенных отложений верхней части разреза молодых складчатых областей; 6 – ВК верхнемезозойско-кайнозойских терригенных отложений межгорных впадин; 7 – ВК верхнемезозойских и кайнозойских терригенных и терригенно-карбонатно-кремнисто-вулканогенных отложений морских и океанических впадин; 8 – ВЗТ верхнемезозойско-кайнозойских эффузивных пород кислого (а), основного состава (б); 9 – ВК и ВЗТ верхнемезозойских и кайнозойских, преимущественно океанических базальтов, их туфов и лавобрекчий; 10 – ВЗТ верхнемезозойских и кайнозойских базальтовых экструзий и лавобрекчий отдельных вулканов (а), дайкового габбро-перидотитового слоя (б), слоя полосчатых габброидов (в), дофанерозойского гранитно-метаморфического слоя (г); 11 – ВЗТ четвертичных базальтов и лавобрекчий, включая поля современных черных и белых “курульшиков” осевых зон Срединного Тихоокеанского хребта; 12 – зона слабоподвижных химически связанных вод серпентинитового слоя; 13 – ВЗТ иногда ВК мезозойско-кайнозойских умеренно дислоцированных терригенных образований; 14 – ВЗТ верхнепалеозойских и мезозойско-кайнозойских интенсивно дислоцированных, преимущественно терригенных образований; 15 – ВЗТ и системы флюидогенного заполнения гранитоидов; 16 – слабоводоносные зоны трещиноватости и флюидогенного заполнения нижнекоровых ультрамафитов и нижних частей вулканических аппаратов; 17 – зоны флюидогенного заполнения мантийных ультрамафитов; 18 – водоносные зоны и камеры трещиноватости зон гипоцентра землетрясений в породах различного состава и возраста и различных глубин; 19 – мантийные породы; 20 – трещиноватость пород; 21 – тектонические нарушения; 22 – границы различных по составу ультрамафических пород зон спрединга; 23 – возрастные границы в магматических породах.

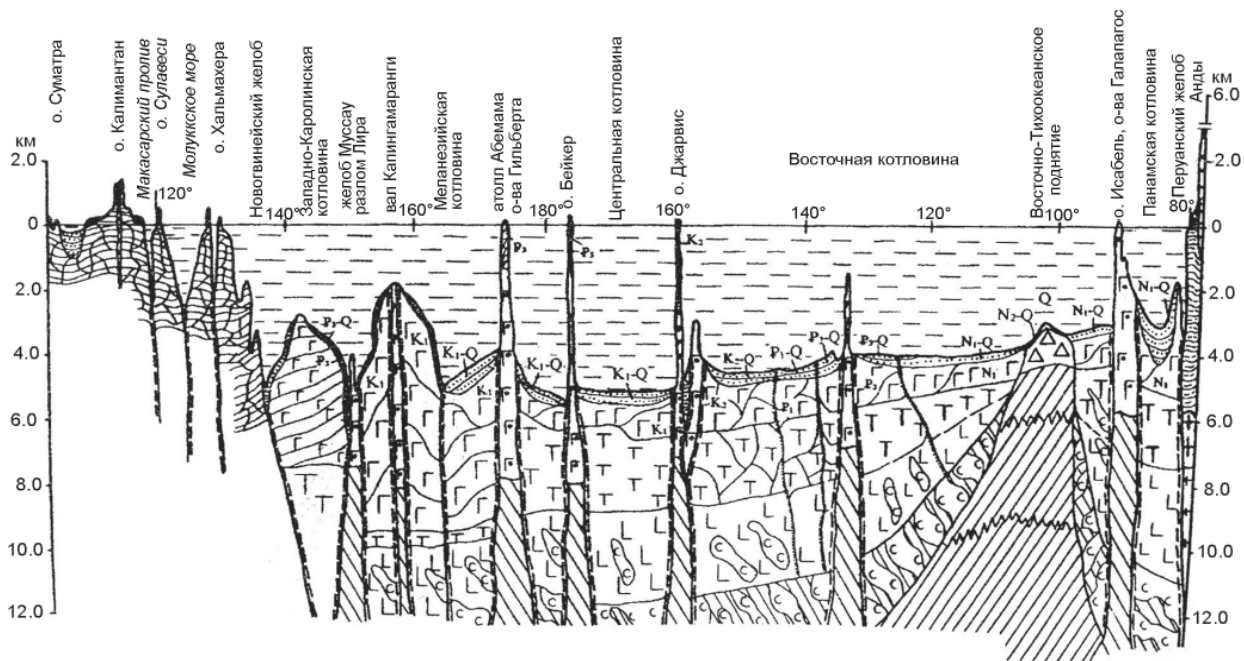


Рис. 3. Гидрогеологический разрез через Тихий океан по экватору.

Условные обозначения см. рис. 2.

пород, которые насыщены различными по фазовому состоянию и степени связанности подземными водами (табл. 2).

Эти воды можно разделить на несколько групп и каждая из них имеет важное значение в геодинамических процессах развития океанической коры.

1. Седиментационные воды, накапливающиеся в процессе образования осадочных или осадочно-вулканогенных толщ. Они могут быть (по степени связанности) свободными (гравитационными) в грубых осадках или физически и химически связанными в минералах глинистых пород. Результаты глубоководного бурения показывают, что мощность осадочных образований в пределах ложа океана не превышает 0.5–1.0 км, уменьшаясь до 0.05–0.1 км в пределах Тихоокеанского срединно-океанического хребта и отдельных вулканических хребтов и увеличиваясь до 1.5 км в пределах отдельных океанических впадин (особенно в западной части Тихого океана).

В гидрогеологическом отношении этот слой океанической коры формирует самостоятельные гидрогеологические системы, их называют коннексионными. Эти системы являются самостоятельными и в гидрогеодинамическом отношении.

2. Трещинно-жильные воды, которые под большим давлением проникают в недра океанической коры по разрывным нарушениям. Возникновение последних связано с вулканической или тектони-

ческой деятельностью в ложе океана. Проникновение таких вод в недра океанической коры рассматривал неоднократно В.Н. Николаевский [42]. Глубины проникновения трещинно-жильных вод во многом связаны с хрупкостью земной коры и, в основном, определяются глубиной залегания серпентинитового слоя.

С землетрясениями на дне океана связано протекание в гипоцентре дилатационных процессов и формирование трещинных и трещинно-жильных камерных подземных вод. Эти воды, насыщенные кремнеземом, являются основой формирования кварцевых жил. В зонах спрединга с разрывами и нарушениями связано образование рецилинговых гидротермальных систем с формированием подводных (в зоне контакта океаническая вода – магма) источников типа черных и белых “курильщиков” [49].

В последние годы проведены большие исследования по изучению динамики подземных вод в базальтовом слое Земли. Исследования свидетельствуют о резкой смене напоров воды в базальтах по сравнению с осадочными образованиями. Однако представляется, что обводненность базальтового слоя связана с трещинно-жильными водоносными системами, формирование которых происходит в результате вулканических, тектонических и особенно сейсмических процессов в океане.

Таблица 2. Классификация подземных вод по основным признакам.

По степени связанности подземных вод		По фазовому состоянию подземных вод	По степени напорности подземных вод	По генезису динамики подземных вод
Физически агрегированная вода		Твердое (лед)		Гляциогеостатические
Свободная вода		Жидкое (вода)	Безнапорные	Гравитационные
			Напорные	Гравитационные, элизионные
		Жидко-газообразное (флюид)	Напорные	Дилатансионные, термобарические
		Газообразное (пар)	Напорные	Дилатансионные, термобарические
Физически связанная вода:	а) рыхло связанная	Толстые пленки		Дилатансионные, элизионные, термобарические
	б) прочно связанная	Тонкие молекулярные пленки		То же
Химически связанная вода:				
а) цеолитная				Термобарохимические
б) кристаллизационная				
в) конституционная				

3. Химически связанные воды. Ультраосновные породы (дуниты, гарцбургиты) в удалении от магматического очага зоны спрединга или плюма в полосе с температурой 500–600° С и при доступе океанических вод подвергаются гидратации и насыщаются водой до 12–15 %, которая становится химически связанной. Вообще-то, это не вода, а гидроксил (группа ОН), которая свойственна таким минералам, как серпентин, лизардит, антигорит, т.е. это конституционная вода. В зонах с температурой 400–450° С, а иногда и до 250° С (без доступа океанических вод) происходит дегидратация серпентина и формирование свободных вод. Данные воды должны быть ультрапресными с относительно повышенным содержанием ионов магния. В связи с тем, что они практически не сжимаются и имеют исключительно низкую вязкость, в зонах с повышенным геодинамическим давлением могут приводить к гидроразрыву вышележащих пластов, причем разрыв развивается снизу вверх. По такому разрыву, в недра коры моментально проникают океанические воды. Зоны соприкосновения океанических и бывших химически связанных вод характеризуются большой гаммой еще слабо изученных геохимических процессов.

4. Сквозьмагматические и флюидогенные воды. Многочисленные работы зарубежных и отечественных петрологов и геохимиков показывают, что во включениях минералов наряду с газами присутствует вода, которая обычно по объемному весу доминирует. Температура формирования водно-газовой смеси составляет 500–1000° С и соответствует температуре магматического расплава или гидротермального раствора. В этих температурных условиях, скорее всего, присутствуют в виде ионов водород и кислород, поэтому вода как таковая, по-видимому, формируется на стадиях соответственного остывания такой газо-

вой смеси. Поэтому целесообразно говорить о сквозьмагматических газах, а не растворах. Эксперименты по обезвоживанию вулканических стекол при высоких температурах показывают, что количество воды в таких стеклах может достигать 1 %. Магматические толщи (базальты, габбро, дуниты и др.) и зоны пород контактового метаморфизма характеризуются наличием флюидов (или флюидогенных подземных вод, т.е. высокотемпературных водно-газово-минеральных смесей) в количестве 2–3 % [22, 34, 49].

Намечается принципиальное отличие роли природных вод в геодинамике и, вообще, развитии земной коры на континентах и океанах. На континентах – ее дефицит, вода находится под низким давлением и лишь как-то может активизировать процессы магмообразования и движения этого фронта вверх, и не препятствует обычно полной дифференциации основной магмы с образованием гранитного слоя. В то время как в океане вода способствует продвижению фронта магмы вверх с проявлением слабой дифференциации основной магмы. Океаническая вода под давлением до 1100 атм (глубоководные желоба) и до 300–400 атм (зоны спрединга) проникает на значительные глубины по разрывным зонам. В силу низкой вязкости и сжимаемости подземные воды способствуют (особенно при движении по гидроразрывам) кулисообразному залеганию базальтовых и серпентинитовых толщ. Вращение и возможное перемещение блоков (террейнов) осуществляется по субгоризонтальным водонасыщенным (астеносферным) зонам.

Для общих представлений о геодинамической роли подземных вод в различных слоях литосферы и верхней мантии составлена табл. 3 с учетом последних тектонических концепций, развиваемых особенно японскими исследователями. Из нее следует,

Таблица 3. Гидрогеологическая модель океанической (Тихоокеанской) части Земли.

Сфера	Слой	Интервал глубин, км	Состав	Водная компонента и ее составляющие в породах	Тектоническая специализация геосферных слоев	Роль воды в тектонических (геодинамических) процессах	
Земная кора	Осадочный	0–1,5	Силикаты, окислы	Гравитационные поровые и физически связанные воды	Блоковая тектоника (полевая тектоника или блок-тектоника)	Способствует срывам геоблоков, движению геоблоков по субгоризонтальным астенослоям и формированию шарьяжей	
	Базальтовый	1,5–3		Гравитационные трещинные воды			
	Параллельных даек основного состава	3–5		Гравитационные трещинные воды и флюиды			
	Габбровый	5–8		Химически связанная вода			
Мантия	Серпентинитовый	8–10	Металлы	Гравитационные трещинные воды и флюиды	Плитная тектоника (плейт-тектоника)	Способствует движению террейнов (по астеносферному слою)	
	Верхний мантийный	10–120					Флюиды и мономерные молекулы воды
	Астеносферный	120–670					Водород и гидроксил, возможно мономерные молекулы воды
Ядро	Среднемантийный	670–1000	Металлы	Водород	Тектоника плюмов (плум-тектоника)	Снижает температуру плавления магмы и ведет к образованию сквозьмагматических растворов	
	Нижний мантийный	1000–2900					
	Внешнее ядро	2900–5000	Металлы с растворимым в них водородом	4500 км	Тектоника роста		
	Переходная зона	5000–5100	Гидриды металлов	?	?		
	Внутреннее ядро	5100–6371					

что роль воды в геодинамике Земли весьма разноликая, но значительная.

В заключение сошлемся на высказывание Л.И. Овчинникова [43, с.173]: “изотопные данные – неопровержимое свидетельство широкого участия различных вод в метаморфизме, рудообразовании и других геологических процессах. Создается впечатление, что неперенным компонентом земной коры являются громадные, по нашим масштабам, объемы вод, непосредственно не связанные с каким-либо ближайшим эндогенным первоисточником. Все геодинамические процессы в той или иной степени сопровождаются появлением движущихся вод самого разного происхождения, включая, в первую очередь, океанические воды спрединга и дегидратационные воды субдукции”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архипов Б.С., Караванов К.П., Кулаков В.В. и др. Подземные воды восточной части зоны БАМ. Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 1992. 206 с.
2. Атлас гидрогеологических и инженерно-геологических карт территории СССР / ВСЕГИНГЕО. М.: ГУГК СССР, 1984.
3. Басков Е.А., Петров В.В., Иванова Т.К. Осадочные бассейны России. Вып. 2. Гидрогеология осадочных бассейнов. СПб.: ВСЕГЕИ, 1996. 51 с.
4. Басков Е.А., Суриков С.Н. Гидротермы Земли. Л.: Недра, 1989. 245 с.
5. Басов И.А. “Джоидес Резолюшн”: рейсы продолжаются // Природа. 2001. № 6. С. 18–23.
6. Басов И.А. Новый этап бурения в юго-западной части Тихого океана (181-й рейс “Джоидес Резолюшн”) // Природа. 2001. № 12. С. 65–66.
7. Богданов Ю.А. Гидротермальные сульфидные рудопроявления океанского дна // Общая и региональная геология, геология морей и океанов; геологическое картирование. М.: МГП “Геоинформмарк”, 1992. 56 с. (Обзорная информация. Вып. 3).
8. Богданов Ю.А., Лисицын А.П. и др. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Недра, 1990. 150 с.
9. Болдовский Н.В. Подземные воды Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. Владивосток: Дальнаука, 1994. 222 с.
10. Болдовский Н.В., Караванов К.П., Кулаков В.В. Гидрогеологическая стратификация горно-складчатых областей юга Дальнего Востока: Материалы 2 Всерос. науч.-практ. конф. “Научно-методические основы и практика регионального гидрогеологического изучения и картографирования”. М.: ВСЕГИНГЕО, 2001. С. 34–35.
11. Болдовский Н.В., Караванов К.П., Кулаков В.В. Подземные воды вулканических областей северо-восточной Азии // Проблемы водных ресурсов, геотермии, геоэкологии: В 2 т. Материалы Междунар. науч. конф. посвящ. 100-летию акад. Г.В. Богомолова. Минск, 1–3 июня 2005 г. Минск: Изд-во ИГиГ НАНБ., 2005. Т. 1. С. 59–62.
12. Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и

- Тихого океана. 1: 10.000.000 / Гл. ред. Л.И.Красный. Л.: Изд-во Ленингр. карт. ф-ки Мингео СССР, 1973.
13. Гидрогеологическая карта СССР. 1:7 500 000 / Ред. И.К. Зайцев. 1966. М.: Всесоюз. аэрогеол. трест, 1967.
14. Гидрогеология Азии. Под ред. Н.А.Маринова. М.: Недра, 1974. 575 с.
15. Гидрогеология Африки / Под ред. Н.А.Маринова. М.: Недра, 1978. 371 с.
16. Гидрогеология Европы / Под ред. Н.А.Маринова, Н.И. Толстихина. М.: Недра, 1989. Т.1. 536 с; Т. 2. 237 с.
17. Гидрогеология СССР. Т. 1–49. М.: Недра, 1964–1976.
18. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 163 с.
19. Гнибиденко Г.С. Структура глубоководных желобов Тихого океана (по данным МОВ-ОГТ). Владивосток: АН СССР ДВО ИМГиГ, 1987. 52 с.
20. Головинский В.И. Тектоника Тихого океана. М.: Недра, 1985. 199 с.
21. Зайцев И.К., Толстихин Н.И. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР // Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии. М., 1963. С. 5–35. (Тр. ВСЕГЕИ. Т. 101).
22. Кадин А.А. Отделение воды от магм в процессе их давления к поверхности Земли // Первый Международный геохимический конгресс. Магматические процессы. Т.1. М.: Изд-во АН СССР, 1972. С. 102–115.
23. Караванов К.П. Бассейны подземных вод горноскладчатых областей Восточной Азии. М.: Наука, 1977. 142 с.
24. Караванов К.П. Типизация подземных водоносных систем. М.: Недра, 1980. 151 с.
25. Караванов К.П. Размещение подземных водоносных систем на земном шаре // Основы гидрогеологии. Т. 1. Общая гидрогеология / Отв. ред. Е.В. Пиннекер. Новосибирск: Изд-во Наука, СО РАН. 1980. С. 213–220.
26. Караванов К.П. Гидрогеологические системы Тихоокеанского сегмента Земли // Геологические факторы формирования подземных вод и распространения гидрогеологических систем. Препр. Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 1998. Вып. 1. 125 с.
27. Караванов К.П. Гидрогеологические системы Тихоокеанского сегмента Земли // Климатические и геоморфологические факторы формирования подземных вод и распространения гидрогеологических систем. Препр. Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 2000. Вып. 2.
28. Караванов К.П. Гидрогеологические системы Тихоокеанского сегмента Земли // Типизация, картографирование и вертикальные ряды гидрогеологических систем. Препринт. Вып. 3. Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 2002. 161 с.
29. Караванов К.П. Гидрогеологические разрезы через Тихий океан и проблемы обводненности и геодинамики океанической коры // Закономерности строения и эволюции геосфер: Междунар. междисциплинар. IV науч. симпозиум. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2004. С. 313–321.
30. Кирюхин В.А., Толстихин Н.И. Гидрогеология дна Мирового океана. Л.: ЛГИ, 1988. 104 с.
31. Кирюхин В.А., Толстихин Н.И. Особенности гидрогеологии Тихого океана // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. Владивосток: ТОИ ДВО АН СССР, 1989. С. 202–209.
32. Кирюхин В.А. Региональная гидрогеология: Учеб. пособие. СПб., 2005. 344 с.
33. Красный Л.И. Глобальная система геоблоков. М.: Недра, 1984. 224 с.
34. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Т. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.
35. Личков Б.Л. Природные воды Земли и литосфера. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 164 с.
36. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
37. Лобковский Л.И. Двухъярусная тектоника плит – геодинамические и геолого-геофизические следствия // Геологическая история территории СССР и тектоника плит. М.: Наука, 1989. С. 121–135.
38. Маракушев А.А., Моисеенко В.Г., Сахно В.Г., Тарарин И.А. Петрология и рудоносность Тихого океана // Тихоокеан. геология. Т.19, № 6. 2000.
39. Меланхолина Е.Н. Соотношение поверхностной и глубинной структуры северо-запада Тихого океана // Геотектоника. 1996. № 3. С. 67–81.
40. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 191 с.
41. Николаевский В.Н. Земная кора, дилатансия и землетрясения // Райт Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. С. 132–215.
42. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с.
43. Овчинников Л.И. Прикладная геохимия. М.: Недра, 1990. 248 с.
44. Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология / Отв. ред. Е.В.Пиннекер. Новосибирск: Наука, 1980. 231 с.
45. Основы гидрогеологии: Геологическая деятельность и история воды в земных недрах / Отв. ред. Е.В.Пиннекер. Новосибирск: Наука, 1982. 239 с.
46. Писарский Б.И. Подземные воды под морями и океанами // Основы гидрогеологии. Т. 1. Общая гидрогеология / Отв. ред. Е.В. Пиннекер. Новосибирск: Наука, СО, 1980. С. 178–188.
47. Пущаровский Ю.М. Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли. М.: Наука, 1986. 29 с.
48. Романовский Н.П. Тихоокеанский сегмент Земли: Глубинное строение, гранитоидные рудно-магматические системы. Хабаровск: ИТиГ, 1999. 167 с.
49. Рона П.А. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 160 с.
50. Тектоника континентов и океанов: Объясн. зап. к междунар. тектон. карте Мира. 1:15 000 000. М.: Наука, 1988. 245 с.
51. Толстихин Н.И. Введение в региональную гидрогеологию (Учеб. пособие). Л., 1978. 89 с.
52. Толстихин Н.И. Проблемы гидрогеологии дна Мирового океана и морей // Гидрогеологические аспекты охраны подземных вод. Л., 1982. С. 97–102. (Записки Лен. горного ин-та им. Г.В. Плеханова. Т. ХС1).
53. Boldovski N.V., Kulakov V.V. Continental hydrothermal systems in the South of the Far East // Tectonics, Magmatism and Metallogeny: Proceedings of the Interim

- IAGOD conference. Vladivostok, Russia: 1–20 Sept. 2004. P. 623–625.
54. Geological World Atlas. Pacific Ocean. Sheet 20. Sc. 1: 36.000.000. Coordinators Heezen B.C., Fornari D.J. Published by UNESCO, Paris. 1976.
55. Hydrogeology of Australia / Lau J.E., Commander D.P., Jacobson G. Bureau of mineral resources, geology and geophysics. Bull.227. Australian Government Publishing Service. Canberra, 1987. 21 pp.
56. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, US G. Print office, 1968–1983. V. 1–96; 1985–2001. V. 97–191.
57. International tectonic map of the World. Sc. 1: 15.000.000. Publ. by the Academy of Sciences of the USSR. M., 1984.
58. Liu L.G. Water, low-velocity zone and the descending lithosphere // Tectonophysics. 1989. V. 64, N. 10. P. 41–48.

K.P. Karavanov, *V.V. Kulakov*

Global hydrogeologic systems, and groundwater of the Pacific segment of the Earth

The results of nearly half a century theoretical and applied research conducted by K.P. Karavanov and connected with the study of hydrogeologic systems of continents and oceanic floors, and regional hydrogeology of the Pacific segment of the Earth are reflected. This research is not yet over; it is being developed by his followers, and is the basis for the further study of the features of the subsurface hydrosphere on land and on the sea and ocean floor.

Key words: hydrogeologic systems, groundwater, Pacific Ocean.