



# Глубинные причины образования осадочных бассейнов

А.Г.Родников, Н.А.Сергеева, Л.П.Забаринская

**О**бразование и накопление углеводородов, в основном, происходит в осадочных бассейнах, представляющих собой области длительного погружения земной коры. При этом, как считают многие специалисты, идет прогрев осадочной толщи восходящими тепловыми потоками, активизирующими процессы нефтегазообразования [1–4], а источником тепловых потоков являются мантийные диапиры расплавленного вещества, поднимающегося из мантии. Очаги нефтегазообразования представляют собой породы, погруженные в зону с температурами, превышающими 100°C. Здесь, в нижних пластах осадочного разреза, формируются углеводородные потоки, которые, поднимаясь по трещинам, порам и разломам, проникают в коллекторские горизонты, образуя залежи на глубинах 1–3 км.

На основе геодинамических построений мы провели изучение глубинного строения осадочных впадин окраинных морей переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану. Были использованы геолого-геофизические данные, которые дали возможность установить роль глубинных процессов, протекающих в мантии Земли,



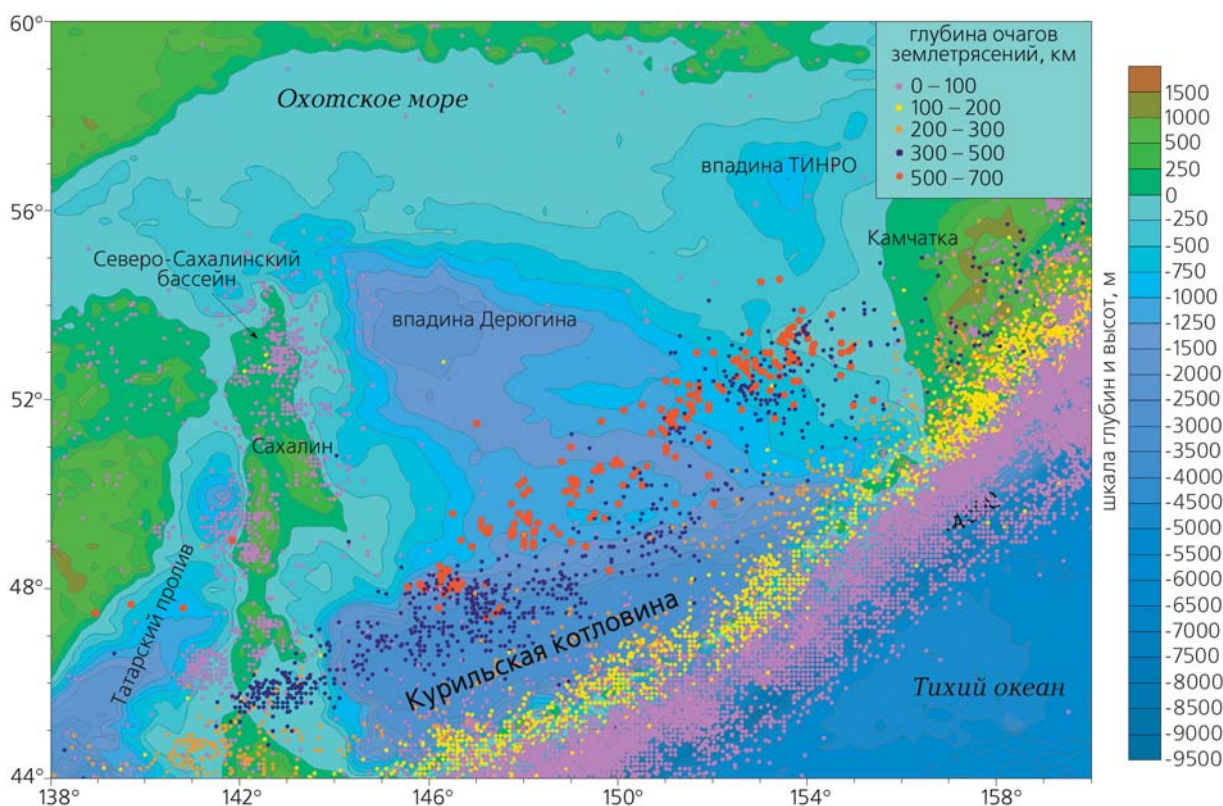
**Александр Георгиевич Родников**, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник Геофизического центра РАН. Область научных интересов — глубинное строение активных континентальных окраин. Руководитель международного проекта «Геотраверс».



**Наталья Александровна Сергеева**, кандидат физико-математических наук, руководитель отдела того же центра. Специалист в области физики Земли. Участник создания базы данных по Спитакскому землетрясению 1988 г. на оптическом диске.



**Людмила Павловна Забаринская**, геофизик, старший научный сотрудник того же центра. Специалист в области комплексной интерпретации геолого-геофизической информации для построения глубинных моделей литосферы. Участвовала в создании системы доступа к информационным ресурсам Мирового центра данных по физике твердой Земли.



Распределение очагов землетрясений, нанесенных на батиметрическую карту региона Охотского моря, и положение осадочных впадин.

в формировании осадочных бассейнов и накоплении в них углеводородных залежей. Как известно, мантия образует каменную оболочку Земли толщиной до 2900 км. Ее верхняя часть состоит из жесткого наружного слоя — литосферы и подстилающего его размягченного слоя — астеносферы, в которой вещество находится при температуре, близкой к температуре плавления. Температура верхней поверхности астеносферы принимается за 1000–1200°C. Астеносфера расположена на глубинах от 10 км в рифтовых структурах океанов и до 200 км под платформами. Здесь образуются вулканические очаги и астеносферные диапиры, насыщенные магмой и флюидами. В срединно-океанических хребтах, опоясывающих весь земной шар, происходит раздвижение (спрединг) океанического дна, обусловленное конвектив-

ными потоками вещества в астеносфере. Горячее вещество выносится наружу в осевой зоне океанических хребтов, образуя новую кору. В местах расположения глубоководных желобов около островных дуг океаническая литосфера вначале уходит под островную дугу, а затем под континент, иногда достигая ядра на глубине 2900 км. При погружении (субдукции) океанической литосферы под континент на глубине 100–150 км в результате сложных физико-химических процессов зарождается андезитовая магма, излияние которой и приводит к образованию островных дуг. За ними, над зонами субдукции, формируются осадочные бассейны — области, перспективные для нефтегазообразования.

Рассмотрим глубинное строение осадочных впадин Охотского моря — впадину Дерюгина, Се-

веро-Сахалинский осадочный бассейн, Татарский пролив, Курильскую котловину — и сравним их с другими осадочными бассейнами окраинных морей Тихого океана.

## Осадочные впадины Охотского моря

**Тектоническое положение.** Регион Охотского моря представляет собой крупную кайнозойскую литосферную плиту переходной от Азиатского континента к Тихому океану зоны. Это район сочленения трех литосферных плит: Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской. Плита Охотского моря сформировалась в поздне меловую эпоху более 100 млн лет назад, а в последующее время была перекрыта чехлом кайнозойских осадочных

и вулканогенно-осадочных пород. Осадочные впадины в ее пределах начали образовываться 80–60 млн лет назад. В то время происходил раскол литосферы, ее растяжение и прогибание коры с формированием рифтовых структур. Процессы растяжения 20–10 млн лет назад сменились процессами сжатия, приведшими к образованию надвигов [5, 6]. Расположение плиты Охотского моря в зоне контакта трех литосферных плит определило ее высокую сейсмическую и тектоническую активность. Подавляющее большинство землетрясений приурочено к Курильской островной дуге. Здесь Тихоокеанская плита погружается под континент, образуя сейсмофокальную зону, которая прослеживается до глубины 700 км. На западе плита Охотского моря ограничена глубинными разломами, простирающимися вдоль Сахалина, где очаги землетрясения локализируются, в основном в коре. Землетрясение, произошедшее в мае 1995 г. с магнитудой 7.0, разрушило г.Нефтегорск. В результате этого катастрофического события на поверхности Сахалина возникли разломы северо-восточного простирания общей протяженностью до 35 км.

Толщина земной коры в районе Охотского моря резко меняется от 10 км под некоторыми осадочными впадинами и до 40 км под островными дугами и подводными поднятиями. Астеносфера под Охотским морем располагается на глубине 50–70 км, а под Северо-Западной котловиной Тихого океана — на глубине около 100 км. От астеносферы отходят диапиры частичного плавления вещества, которые достигают глубины 20–30 км под осадочным трогом Татарского пролива, впадиной Дерюгина и Курильской котловиной. Под Северо-Сахалинской осадочной впадиной, содержащей почти все нефтегазовые месторождения Сахалина, астеносфера прослеживается на глубине около 70 км.

**Впадина Дерюгина** расположена в западной части Охотского моря. Она оконтурена изобатой 1500 м и протягивается на 800 км при ширине 150–200 км. Максимальная глубина 1795 м. Впадина выполнена кайнозойскими, преимущественно глубоководными, морскими терригенными и кремнисто-терригенными отложениями мощностью до 12 км, которые залегают на неровной поверхности фундамента мощностью не более 10 км. Разломы способствуют проникновению во впадину из горячей астеносферы флюидных потоков, обеспечивающих интенсивную переработку фундамента.

Астеносфера расположена здесь на относительно небольших глубинах — 25–30 км. Геохимические исследования подтверждают активные гидротермальные процессы, протекающие во впадине: вдоль зон разломов в придонной воде отмечается высокое содержание метана, водорода, углекислого газа, гелия и сероводорода; в осадочном чехле обнаружена баритовая минерализация; на западном борту, на глубине около 800 м в керне глинистых осадков, обнаружены метансодержащие газогидраты [7].

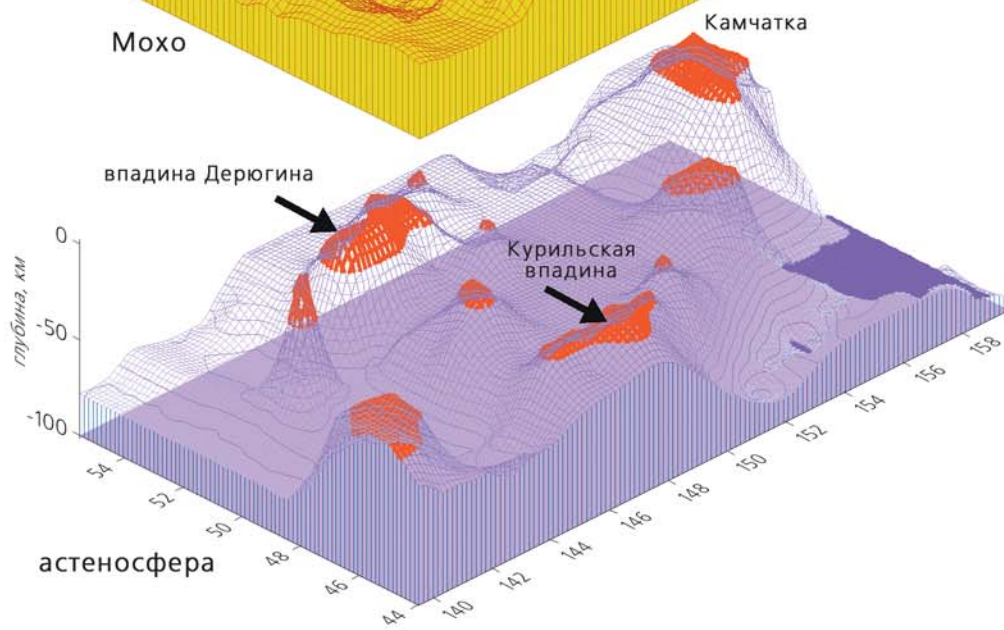
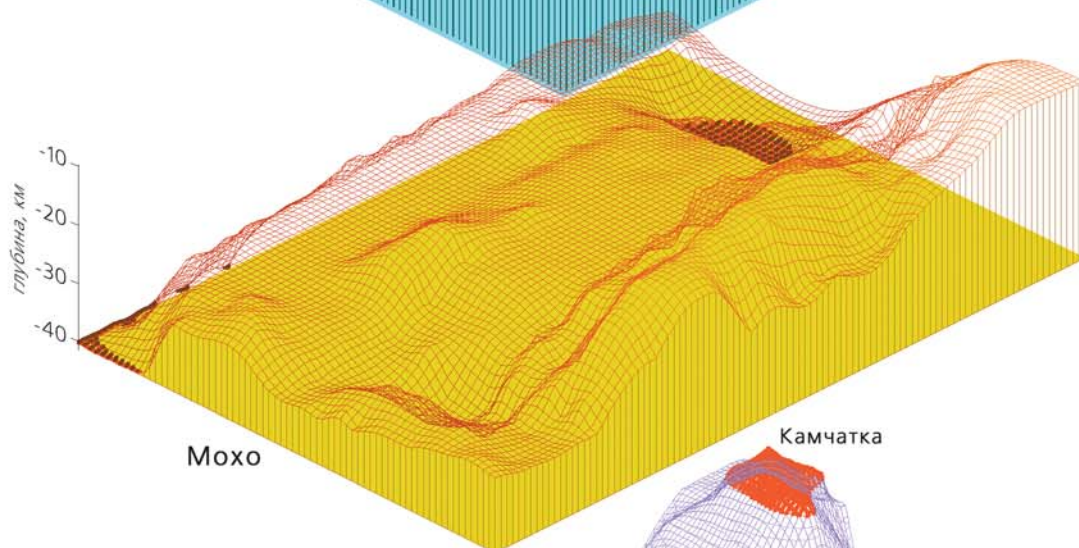
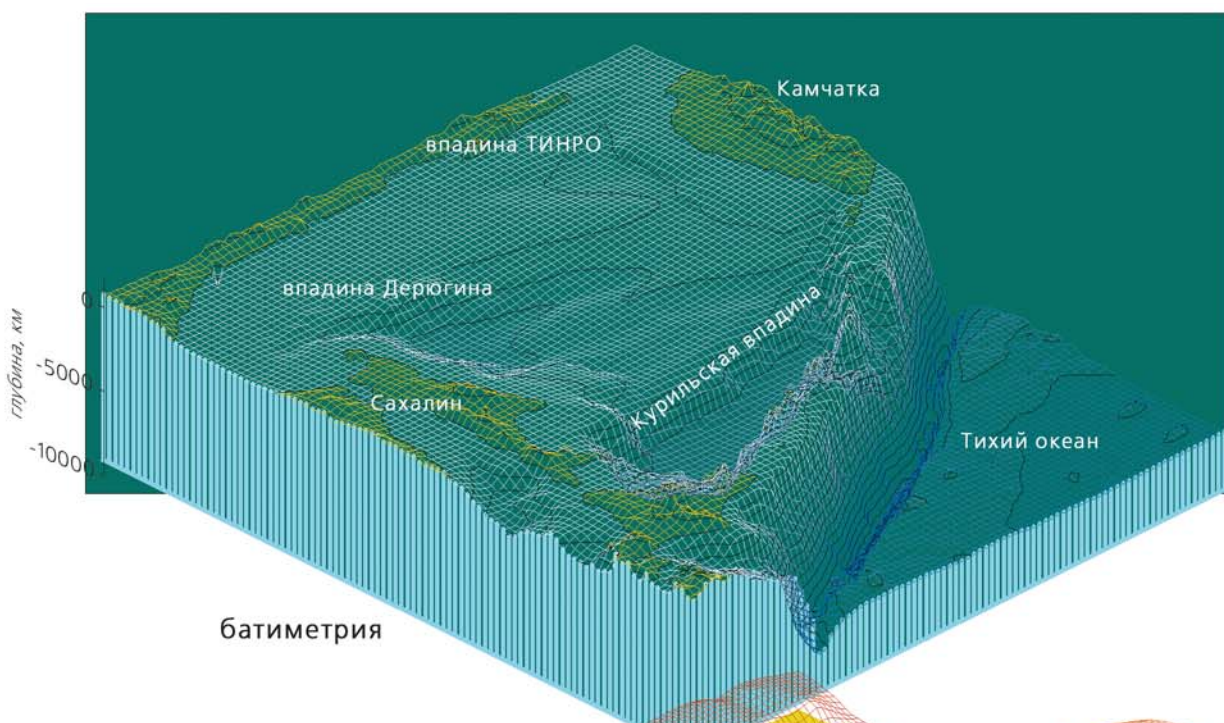
С запада впадина Дерюгина ограничивается Шмидтовским подводным поднятием, сложенным меловым офиолитовым комплексом пород, образующим тонкие пластины, надвинутые в конце миоцена на мезозойский фундамент. Предполагается, что офиолитовый комплекс отражает положение древней (мезозойской) субдукции океанической коры Охотского моря под структуры Сахалина. Подтверждением служит и выделенная на Восточном Сахалине поздне меловая-палеогеновая вулканическая дуга, состоящая из фрагментов вулканических островов, междугловых и преддугловых прогибов [8]. За ней в позднем мезозое на Северном Сахалине располагался тыловой прогиб, сложенный терригенными, кремнистыми и карбонатными породами с от-

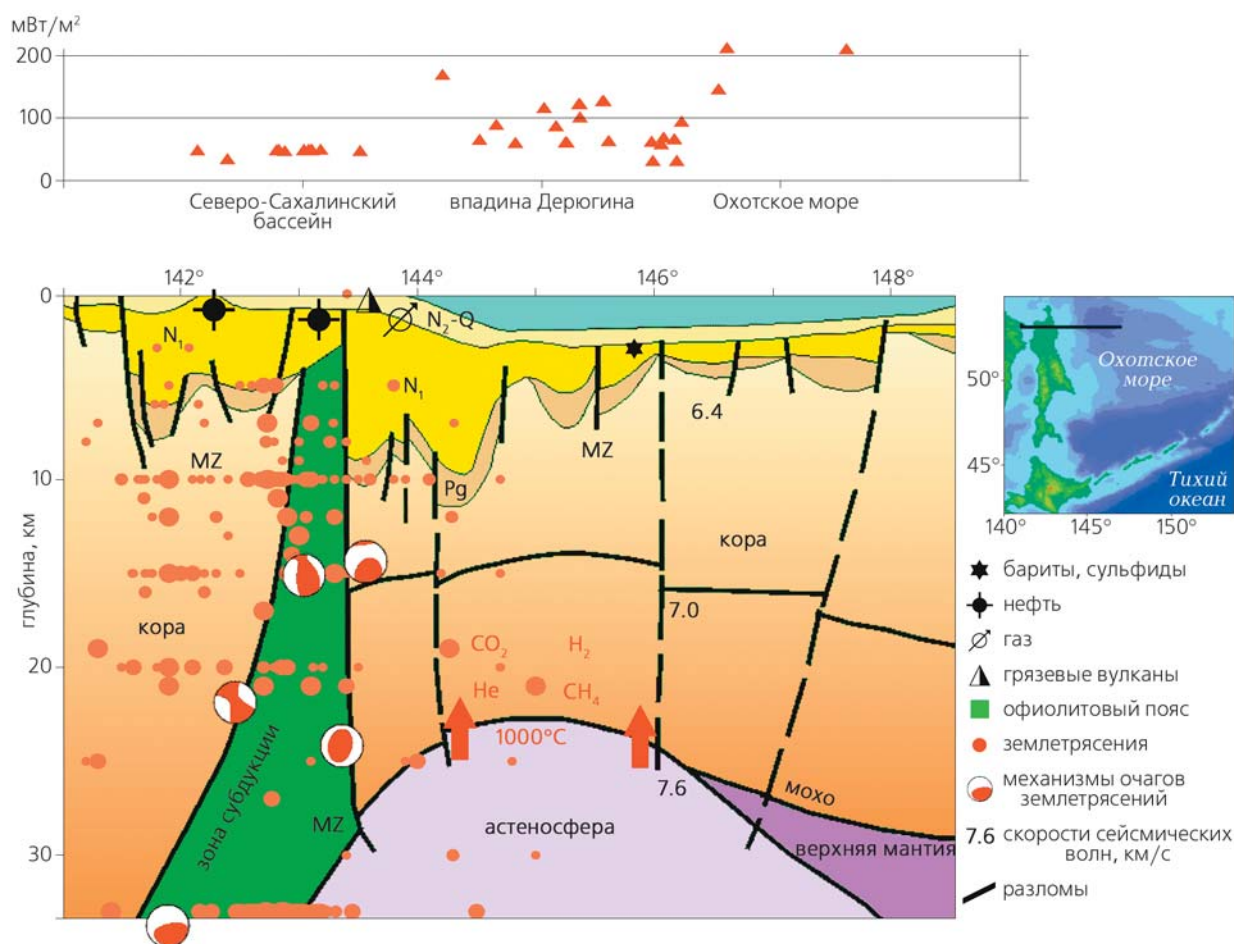
дельными прослоями вулканического материала.

Формирование впадины Дерюгина можно представить следующим образом. Примерно 100 млн лет назад океаническая литосфера Охотского моря погружалась под Сахалин, восточная часть которого составляла островную дугу. За ней, в районе западного Сахалина, располагался бассейн, в который в поздне меловое—раннепалеогеновое время сносились песчано-глинистые отложения, впоследствии образовавшие фундамент Северо-Сахалинского нефтегазоносного бассейна. Вдоль восточного Сахалина во время субдукции располагался глубоководный желоб, заполняемый рыхлыми осадками. Около 10–15 млн лет назад погружение литосферы Охотского моря под Сахалин, по-видимому, завершилось в связи с развитием в Татарском проливе рифтовых центров расширения, а на восточной части острова образовались надвиговые структуры. Остатки субдукционной зоны установлены геологическими и подтверждены сейсмическими, гравиметрическими и магнитометрическими исследованиями. На месте древнего глубоководного желоба образовалась впадина Дерюгина, где в кайнозойскую эру скопились мощные вулканогенно-осадочные породы, содержащие залежи углеводородов. Под корой сформировался астеносферный диапир расплавленного вещества. Содержащиеся в нем флюиды, включающие водно-углеводородные, рудные и водно-углекислые компоненты, способствовали возникновению месторождений нефти и газа.

**Северо-Сахалинский нефтегазоносный бассейн** располагается над древней (мезозойской) субдукционной зоной. Он заполнен кайнозойскими отложениями мощностью до 12 км, в которых выделяется несколько структурно-стратиграфических комплексов. Нижнеолигоценый, общей мощностью более







Глубинное строение впадины Дерюгина и Северо-Сахалинского нефтегазоносного бассейна и распределение измеренных значений теплового потока (вверху) вдоль профиля (показан справа). Механизмы очагов землетрясений показывают ориентацию в пространстве областей сжатия (незакрашенная часть кружка) и растяжения (закрашенная часть), возникающих в эпицентре землетрясения. Впадина Дерюгина образовалась в кайнозойскую эпоху на месте глубоководного желоба, а Северо-Сахалинский нефтегазоносный бассейн сформировался на месте позднемелового задугового бассейна.

Глубинное строение осадочных впадин в Охотском море. Вверху — батиметрия; в центре — подошва коры (поверхность Мохо); внизу — астеносфера, красным показаны очаги магмообразования. Астеносфера под Охотским морем находится на глубине примерно 70 км. Из нее выходят диапиры, содержащие углеводородные и рудные флюиды. Над ними расположены осадочные бассейны.

2 км, слагает узкие грабены в западной и юго-восточной частях бассейна. Позднеолигоценый представлен батиальными кремнисто-глинистыми отложениями мощностью до 1.5 км. В миоценовую и плиоценовую эпохи сформировались мощные толщи (до 10 км в отдельных грабенах) песчано-глинистых отложений. В результате плиоцен-четвертичной тектонической активизации образовались слабоинтенсивные пологие пликвативные структуры.

В Северо-Сахалинском бассейне сосредоточены основные нефтегазовые месторождения

Сахалина. Нефтематеринскими породами служат глинистые, глинисто-кремнистые и терригенные образования олигоцена-миоцена, а также, вероятно, вулканогенно-кремнистые отложения мезозойского складчатого фундамента. Роль ловушек нефти и газа играют многочисленные антиклинали, тяготеющие к зонам линейных разломов.

Толщина коры в этом регионе составляет примерно 30–35 км. Тепловой поток характеризуется средними значениями; астеносфера, по данным электромагнитных исследований, прослеживается на глубине около 70 км.

Северо-Сахалинский осадочный бассейн располагается над древней субдукционной зоной, активной в мезозойскую эру, поэтому породы мезозойского фундамента, сформировавшиеся в условиях задугового бассейна, могут быть благоприятными для генерации, аккумуляции и консервации углеводородов.

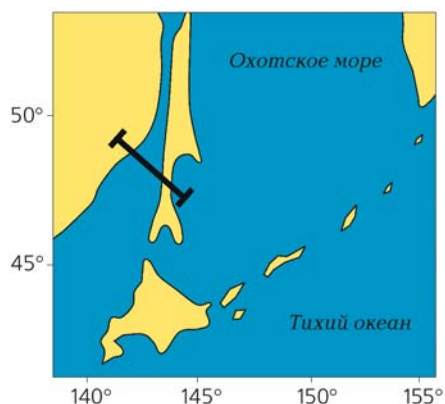
**Татарский пролив** представляет собой крупный прогиб (рифт) протяженностью 1200 км и шириной 60–300 км. С запада и востока его обрамляют горстовые сооружения Сихотэ-Алиня и Западно-Сахалинских гор. Прогиб заполнен мезозойско-

кайнозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными породами.

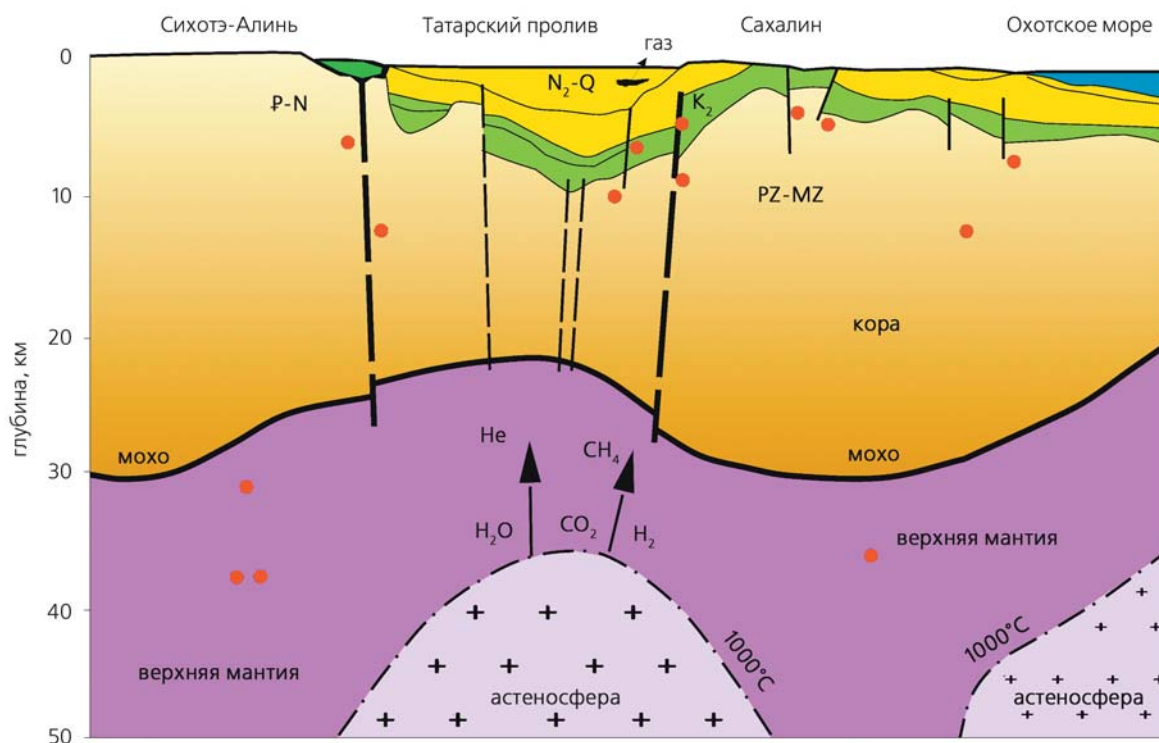
В районе Западно-Сахалинских гор кайнозойские отложения круто (50–80°) наклонены на запад, сильно нарушены сбросовыми и взбросовыми дислокациями. Перемещения по разломам колеблются от десятков и сотен метров до нескольких километров. С зоной разломов связаны вулканы, действовавшие 5–10 млн лет назад.

Как показывают сейсмические исследования, Татарский прогиб имеет асимметричное строение. Его наибольшая глу-

бина (8–10 км) приходится на присахалинскую часть. Отчетливо выражены глубинные разломы, рассекающие земную кору. Современная тектоническая активность подчеркивается высоким тепловым потоком, магматической деятельностью и сейсмическими проявлениями. Рифт Татарского пролива является северным продолжением спредингового центра, расположенного в глубоководной котловине Японского моря. Под осадочным прогибом в верхней мантии, по геотермическим данным, установлен горячий астеносферный диапир, подъем которого



Глубинное строение осадочного прогиба Татарского пролива. Красные кружки — положение очагов землетрясений. Вертикальные линии — разломы. Под действием астеносферного диапира, сформировавшегося около 80 млн лет назад, образовался прогиб, заполненный вулканогенно-осадочными породами, содержащими залежи углеводородов. Вверху — схема, показывающая положения профиля.





обусловил раскол земной коры, образование рифтовых структур, проявление магматической активности и прогрев осадочной толщи. Он стал дополнительным источником углеводородов и флюидных потоков, обеспечивающих активную гидротермальную деятельность и способствующих формированию месторождений нефти и газа в осадочных породах Татарского пролива.

### **Курильская котловина**

Охотского моря относится к молодым задуговым впадинам. Толщина коры здесь около 8–10 км, из них 4 км составляет осадочный чехол. По сейсмическим данным, он подразделяется на два комплекса. Отложения верхнего плиоцен-четвертичного комплекса мощностью до 800–1000 м сложены переслаивающимися турбидитами и вулканогенными породами. Нижний комплекс мощностью свыше 3000 м представлен олигоцен-миоценовыми, преимущественно глинистыми, породами с редкими прослоями вулканогенного материала. Осадочная толща залегает на фундаменте, состоящем из базальтов и их туфов, чередующихся с вулканогенно-осадочными и кремнистыми образованиями.

Впадина разбита разломами на отдельные грабены. В западной ее части установлены остатки древней субдуцированной плиты Охотского моря. Примерно 100 млн лет назад океаническая кора Курильской котловины подвигалась под континентальную кору Сахалина, о чем свидетельствуют развитые здесь офиолитовые комплексы. В центральной части Курильской котловины фиксируется рифтовая структура. Разломы, формирующие ее, проникают в верхнюю мантию, в зону с аномально низкой плотностью пород. На глубине от 30 до 65 км в верхней мантии методами электромагнитной разведки выделен слой с частичным плавлением вещества. Для впадины характерен высокий тепловой поток. Уже на глу-

бине 25 км температура достигает 1200°.

Выделенная область аномальной мантии, по-видимому, представляет собой поднимающийся астеносферный диапир. Над ним, на вершинах подводных вулканов, приуроченных к осложняющим восточный борт впадины разломам, установлена сульфидная минерализация.

### **Осадочный бассейн в Японском море**

Толщина земной коры в Японском море меняется от 35–40 км на окраинах до 12–15 км в центральной глубоководной котловине. Наиболее важно для региона — распространение под Японским морем и вулканической дугой о.Хонсю астеносферного слоя, там, где последние 20–30 млн лет происходила интенсивная магматическая деятельность. Скважины, пробуренные с судна «ДЖОЙДЕС Резольюшн», показали, что дно глубоководной впадины сложено базальтовыми потоками миоценового возраста, близкими по химическому составу к толеитам срединно-океанических хребтов. В прилегающих районах Приморья и Тихого океана слои с пониженными скоростями выражены слабо. В северо-западной котловине Тихого океана мантия уплотнена, астеносфера незначительной мощности расположена на глубине 100 км. Котловина характеризуется низкими значениями теплового потока, а магматическая деятельность проявилась, в основном, в мезозое.

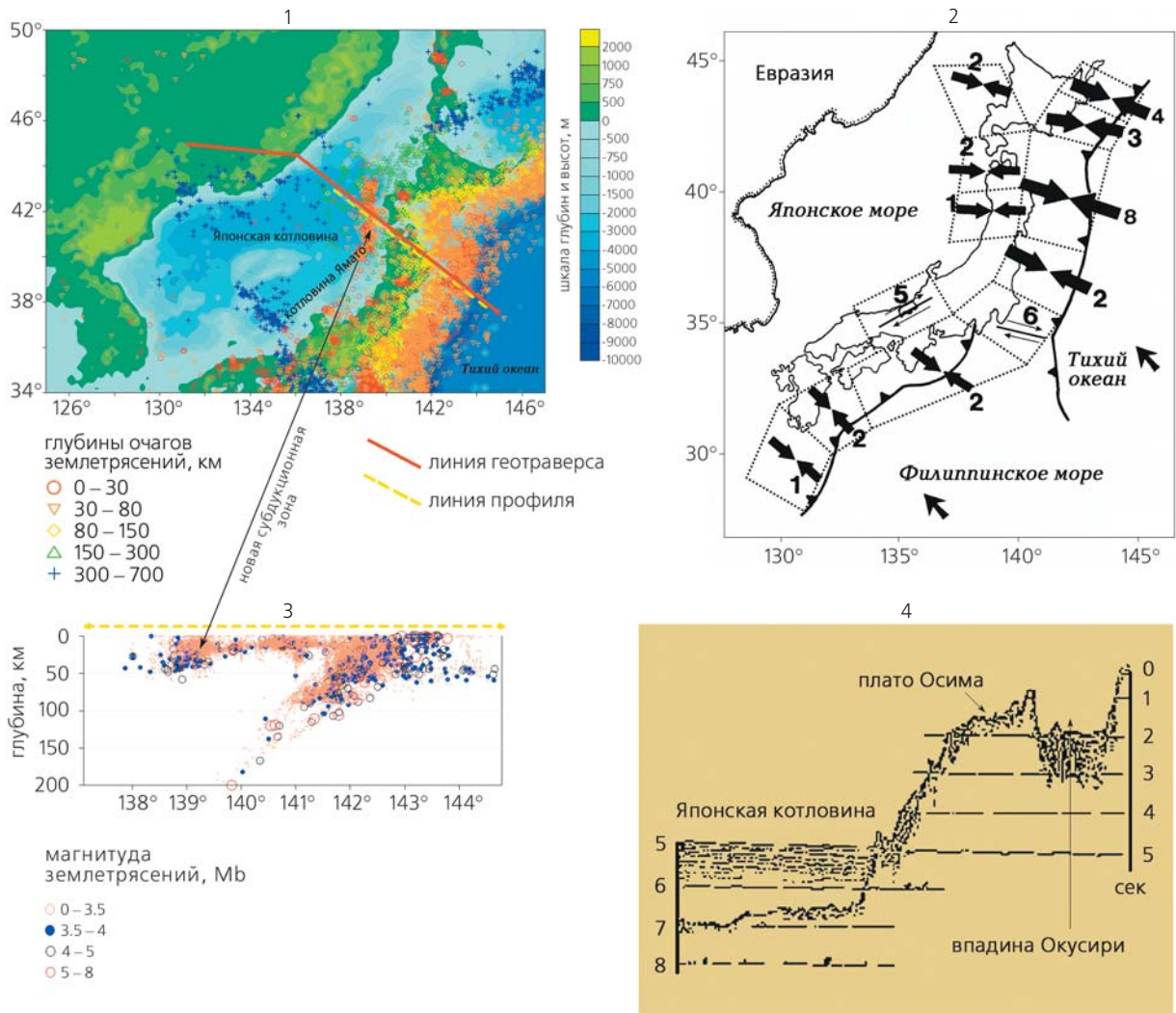
В Японском море, отличающемся повышенным (по сравнению с прилегающими районами) тепловым потоком, астеносферный слой мощностью свыше 100 км расположен, по сейсмическим данным, на глубине около 50 км и, по геотермическим, — на глубине 30 км. Японские ученые в этой глубоководной котловине, по магнитным данным, выделили спрединг-центры, ко-

торые действовали 25–15 млн лет назад, но вероятно активизировались в наше время. Вдоль восточной окраины впадины (вдоль западного побережья овов Хонсю и Хоккайдо) развивается новая субдукционная зона. Здесь выявлен сложный подводный рельеф [9]. Вдоль побережья прослеживается хребет Окусири, ограничивающий котловину Японского моря от осадочного прогиба Окусири. Параллельно подводному хребту прослеживается полоса очагов землетрясений, образующих сейсмофокальную зону, погружающуюся под Японскую островную дугу. С новой субдукционной зоной японские ученые связывают образование хребта сжатия, осадочного трога, трещин растяжения, отложений турбидитовых потоков, уступов и других нарушений форм рельефа [10].

Предполагается, что образование хребта Окусири произошло в результате сжатия и вздымания океанической коры 1.8 млн лет назад. Около 2 млн лет назад началась субдукция литосферы Японского моря под Японские острова. За это время погружение литосферы, сопровождавшееся сильными землетрясениями, достигло 50 км. В результате были образованы подводный хребет и узкий осадочный бассейн, где мощность отложений достигает 2 км. Нефтегазообразованию здесь несомненно способствовали содержащие углеводороды флюиды, исходящие из астеносферного слоя.

### **Впадины Северо-Китайской равнины и Филиппинского моря**

**Северо-Китайская равнина** составляет часть древней Китайско-Корейской платформы, возникшей 1900–1700 млн лет назад. Средне-позднепротерозойские отложения образуют чехол переходного типа, кембрийские и ордовикские породы представлены мелководными



Новый осадочный прогиб глубиной 50 км в Японском море.

1 — положение геотраверса, сейсмического профиля и распределение землетрясений на батиметрической карте; 2 — области напряжений в коре Японской островной дуги [10], стрелки показывают направления движения плит, цифры — скорости их движения (см/год); 3 — распределение очагов землетрясений вдоль профиля; 4 — сейсмический разрез в районе образования прогиба [9].

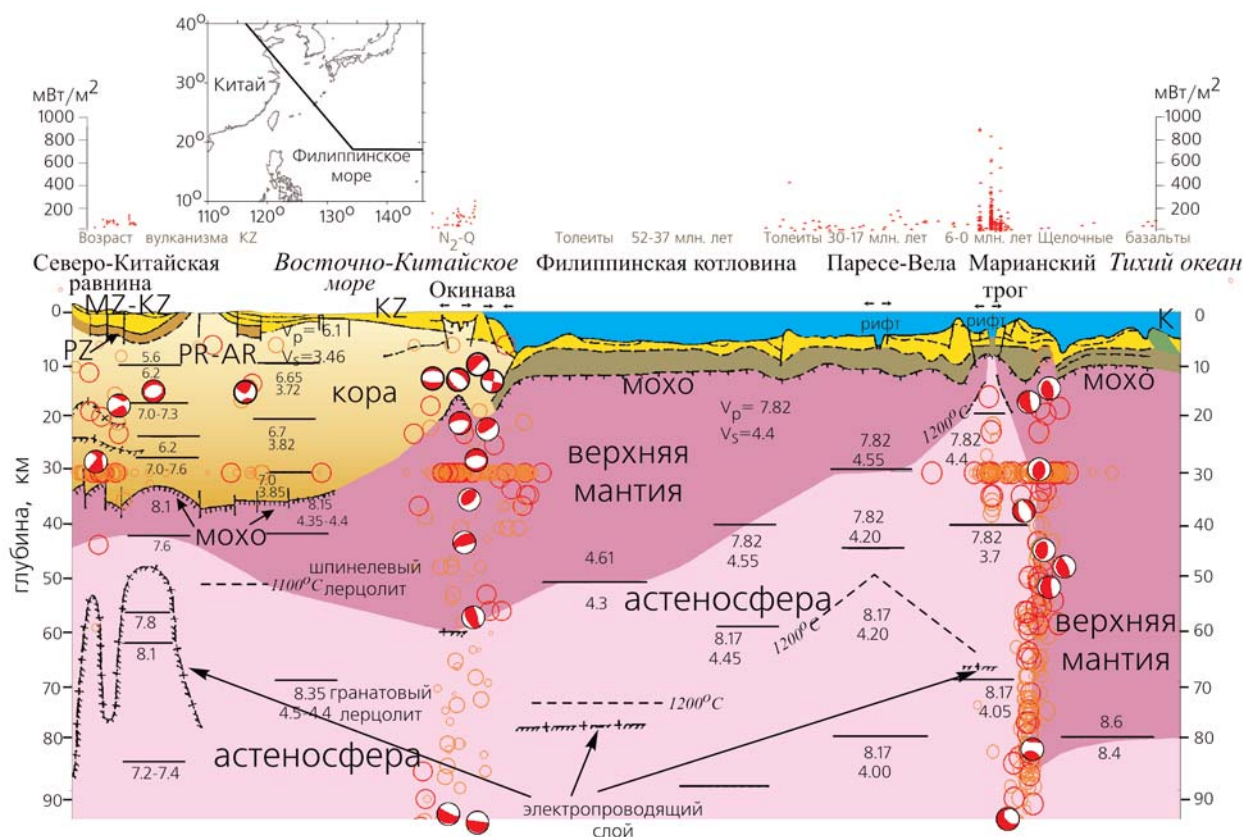
карбонатными отложениями. От позднего ордовика и до раннего карбона (примерно 80 млн лет) в осадконакоплении отмечается перерыв, для которого характерна активизация глубинных процессов, выразившаяся в формировании кимберлитовых тел. В среднем и позднем карбоне проявилась морская трансгрессия с образованием паралических угольных серий. В раннепермскую эпоху накопились флювиально-озерные отложения, а в позднепермское-

триасовое время установились континентальные условия с накоплением красноцветных фаций. Индосинийские движения ( $T_2-J_1$ ) характеризовались магматизмом основного, щелочного и, главным образом, кислого состава. Яньшанские движения ( $J_1-K_2$ ) отличались внедрением гранитных тел и кимберлитов, излияниями эффузивов известково-щелочного состава [6].

Для понимания глубинного строения региона использовались материалы, полученные по

международному проекту «Геотраверс» российско-японско-китайского научного сотрудничества [11], программа которого была разработана в Геофизическом центре РАН. Анализ геофизических и геологических данных показал, что толщина литосферы Северо-Китайской равнины — 50–100 км, Западно-Филиппинской котловины — 50–80 км, котловины Паресе-Вела — 30 км и Марианского трога — 10 км. Результаты расчетов глубинных температур вдоль гео-





Геотраверс Северо-Китайская равнина — Филиппинское море. Вверху — схема положения профиля и распределение вдоль него измеренных значений теплового потока. Горизонтальные линии — границы, по сейсмическим данным ( $V_p$  — скорости продольных волн,  $V_s$  — поперечных волн). Кружки — механизмы очагов землетрясений. Пунктирные линии — глубинные температуры, по геотермическим данным. Горизонтальные стрелки показывают направление движения геологических структур. Показано соотношение между глубинным строением верхней мантии и строением поверхностных геологических структур. Чем выше уровень залегания астеносферы, тем большая плотность теплового потока и более молодой возраст формирования глубоководных осадочных впадин. Под Марианским трогом, образованным 6 млн лет назад, астеносфера подступает к коре. Под миоценовой котловиной Паресе-Вела она расположена на глубине 30 км, а под эоценовой Западно-Филиппинской котловиной — на глубине 50–80 км. Под Северо-Китайской равниной с ее нефтегазоносными осадочными бассейнами, активизировавшейся в кайнозойское время, астеносферный диапир расположен на глубине 50–70 км.

траверса свидетельствуют: чем древнее литосфера, тем глубже расположены изотермы. Наиболее высокое положение изотермы 1000–1200°C занимают под современными рифтовыми структурами Марианского трога, достигая здесь подошвы земной коры. В пределах миоценовой котловины Паресе-Вела они находятся на глубине 30 км, а под древней эоценовой Западно-Филиппинской котловиной — на глубине около 60 км, соответствующему положению зоны возможно-

го подплавления, выделенной на основании повышенной электропроводности.

Древняя докембрийская платформа в кайнозой испытала тектоническую активизацию. Несколько эпох растяжения привели к формированию внутрикратоновых грабенов, выполненных нефтеносными отложениями. Система грабенов выражена в глубинном строении сокращением мощности коры, высоким тепловым потоком и локализацией сейсмичности. Выделены

три этапа магматической деятельности. В палеогене, примерно 60 млн лет назад, произошел подъем астеносферного диапира, приведший к расколу литосферы, образованию грабенов с излиянием толеитовых базальтов и накоплению грубообломочных пород. В неогене последовало погружение астеносферы до глубины примерно 70 км. В тот период на поверхность изливалась более щелочная магма, происходило накопление песчано-глинистого материала с об-

разованием основных нефтяных месторождений Северо-Китайской равнины. В современное время проявились щелочные базальты, формирующие отдельные вулканические конусы, магматические очаги которых располагаются на глубинах свыше 100 км. По результатам глубинного сейсмического зондирования, средняя толщина коры Северо-Китайской равнины около 35 км. Поверхность Мохоровичича неровная с относительными поднятиями под грабенами.

Самый изученный район Северо-Китайской равнины — залив Бохайвань Желтого моря. Это наиболее важная нефтяная и газовая провинция Восточного Китая. Грабеновые структуры, развитые в палеогеновых отложениях, образовались в результате корового растяжения, происходившего под действием подъема мантийного вещества. Растяжение коры в палеогеновое время привело к извержению базальтовой магмы, лавовые потоки которой слагают совместно с осадочными породами эоценовые и олигоценные формации. В неоген-четвертичное время эти рифтовые структуры были перекрыты осадками. Таким образом, сформировались осадочные бассейны Желтого моря.

**Марианский трог**, находящийся в Филиппинском море, представляет собой междууговой бассейн, образованный в резуль-

тате спрединговых процессов 6 млн лет назад. С рифтовыми структурами связаны излияния толеитовых базальтов и интенсивная гидротермальная деятельность. Отмечаются высокие значения теплового потока. Благодаря исследованиям американских ученых на подводном аппарате «Alvin» в 1987 г., обнаружены гидротермальные источники с температурой воды, достигающей 285°C. Во время глубоководного бурения с научно-исследовательского судна «Glomar Challenger» и при драгировании с судна «Накухо-Мару» была отмечена гидротермальная активность с образованием сульфидов цинка, меди и железа. Пробы воды показали высокое содержание гелия, водорода и метана. Такие же газы ранее устанавливали в срединно-океанических хребтах. Трог характеризуется относительно тонкой корой (около 10 км). Горячая астеносфера подступает непосредственно к подошве коры, обуславливая активные тектонические и магматические процессы. Марианский трог, вероятно, представляет собой пример начального этапа формирования осадочного бассейна.

\* \* \*

Итак, изученные нами осадочные бассейны окраинных морей отличаются аномальным глубинным строением. Для них характерны: рифтовые структу-

ры или спрединговые центры; активный магматизм в начальной стадии образования; гидротермальная деятельность, сопровождающаяся формированием сульфидов; высокая плотность теплового потока, вызванная подъемом астеносферных диапиров. Последние служат каналами, по которым горячие флюиды, несущие продукты дегазации мантии (в том числе и углеводороды), проникают в осадочные бассейны и способствуют преобразованию в них органического вещества.

Осадочные бассейны связаны с древними и молодыми субдукционными зонами. В результате субдукции породы мезозойского фундамента, которые часто включают и гранитные массивы, образовавшиеся в задуговых бассейнах, насыщались мантийными флюидами, содержащими углеводороды. Формирование месторождений углеводородов в тыловых спрединговых зонах обусловлено благоприятной геодинамической обстановкой задуговых бассейнов, которые характеризуются развитием растягивающих тектонических напряжений и подъемом аномально горячих астеносферных диапиров, обогащенных летучими и жидкими компонентами. ■

**Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований. Проект 01-05-64400.**

## Литература

1. Соколов Б.А. Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М., 1984.
2. Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е. Геология и геохимия нефти и газа. М., 2000.
3. Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П. Глубинное строение осадочных впадин переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану // Геофизика XXI столетия. М., 2001. С.102—111.
4. Rodnikov A.G., Sergeeva N.A., Zabarinskaya L.P. // Russian Journal of Earth Sciences. 2001. V.3. №4. P.293—310.
5. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ / Отв. ред. А.Н.Дмитриевский, Б.М.Валяев. М., 2002.
6. Шлезингер А.Е. Осадочные бассейны и сейсмостратиграфические параметры их выделения // Проблемы глобальной геодинамики / Ред. Д.В.Рундквист. М., 2000. С.137—145.
7. Cruise Reports: Komex V and VI Kuril and Okhotsk Sea Marine Experiment / Eds N.Biebow, T.Ludmann, B.Karp, R.Kulinich. Kiel, 2000.
8. Гранник В.М. // Докл. АН. 1999. Т.366. №1. С.79—83.
9. Tanaki K., Honza E. // Tectonophysics. 1985. V.119. №1—4. P.381—406.
10. Karatzi A.A., Papazachos C.B. // Seismological Soc. Amer. Bull. 1996. V.86. №3. P.821—831.
11. Геотраверс Северо-Китайская равнина — Филиппинское море — Марианский желоб / Отв. ред. А.Г.Родников, Н.Иседзаки, Ц.Сики и др. М., 1991.