

© И.Э. Ломакин, В.Е. Иванов, 2012

Отделение морской геологии и осадочного рудообразования НАНУ, Киев

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗАПАДНОИНДИЙСКОГО ХРЕБТА

Данные драгирования, батиметрических съёмок, наблюдений с борта подводного аппарата, анализ картографического и компилятивного материала показали, что Западноиндийский хребет (ЗИХ) не является типичным рифтогенальным сооружением. Заложенный по сквозной структуре – глубинному разлому планетарного значения – ЗИХ сформирован в три этапа тектонической активизации: олигоценый – внедрение гипербазитов, миоценовый – общее опускание и верхнемиоцен-плейстоценовый – растяжение и образование раздвигов. ЗИХ не однороден по простиранию и подразделяется на 6 блоков, отличающихся по рельефу и структурно-тектоническим особенностям.

Постановка проблемы. Третий по величине океан планеты – Индийский изучен относительно мало. Однако даже имеющийся материал ясно демонстрирует уникальность геологической позиции и строения его дна. Здесь нет ни относительной симметрии Атлантического, ни явно выраженной асимметрии Тихого океана, где «срединно-океанический хребет» не является таковым по определению. В системе океанов Земли Индийский фактически занимает промежуточное положение. Его асимметрия весьма специфична: в западной части сосредоточен уникальный ансамбль микроконтинентов, представленный Мальдивским, Мадагаскарским и Маскаренским хребтами, поднятиями Крозе и Дель-Кано, плато Кергелен, здесь же расположена Сомалийская котловина, которая, как и Северо-Австралийская, рассматривается как одна из наиболее древних в Индийском океане [16].

Пожалуй, нигде на планете столь ярко не проявлена диспропорция между суммарной длиной зон «спрединга», с одной стороны, и «субдукции и обдукции» с другой, на что обращал внимание О.К. Леонтьев [8]. Общая протяжённость срединно-океанических хребтов многократно превышает суммарную протяжённость Зондского глубоководного жёлоба и зон предполагаемого «столкновения плит». Позиция Африканского континента, обрамлённого с юга, запада и востока срединно-океаническими хребтами, расчлённого в своей восточной части Аравийско-Африканским рифтовым поясом, при отсутствии зон поглощения океанической коры либо обдукции не находит убедительного объяснения с точки зрения гипотезы тектоники литосферных плит.

Своеобразие дна Индийского океана наиболее ярко проявлено в генеральном простирании основных структур. Отмечено [11], что здесь срединно-океанические хребты (СОХ) заложены по диагональному структурному плану, не типичному для рифтогенальных сооружений Атлантического и Тихого океанов. СОХ Индийского океана как бы зажаты между жёсткими

континентальными и субконтинентальными литосферными блоками, и их конфигурация в плане определяется отсутствием пространства для реализации расширения.

Аномальна и ориентировка окраин микроконтинентов и глыбовых асейсмичных хребтов – в Индийском океане они ориентированы преимущественно в субмеридиональном направлении. Этому же структурному плану подчинены и поперечные, т.н. «трансформные» разломы Западноиндийского хребта (ЗИХ).

Вслед за Л.И. Красным [7], многие исследователи отмечали делимость Индийского океана и его отдельных хребтов и поднятий на обособленные блоки, существенно отличающиеся по геолого-геоморфологическим характеристикам [13, 15, 16]. Блоковое строение и структурно-тектоническая неоднородность дна Индийского океана предопределены предшествующей историей развития, при этом роль межблоковых границ на протяжении длительной геологической истории играли крупные линейные неоднородности литосферы – сквозные структуры [11].

Блоковое строение Индийского океана отчётливо проявлено в рельефе дна – котловины, разделённые рифтовыми и глыбово-вулканическими хребтами, имеют угловатые, контрастные очертания. Межблоковые границы подчинены структурному плану ортогональной и диагональной ориентировки, единой как для Индийского океана, так и для всей планеты [9, 11]. Особенно отчётливо блоковое строение и неоднородность литосферы проявлена в западной части Индийского океана в связи с наличием здесь ансамбля поднятий с субконтинентальной земной корой – «микроконтинентов».

Следует отметить, что в Индийском океане расположены две крупные аномалии геоида – отрицательная в южной части и положительная в северной [14]. При этом самая большая в мире отрицательная аномалия геоида расположена южнее п-ова Индостан, а одна из наиболее крупных положительных аномалий – в юго-западной части океана, в зоне стыка Мадагаскарского хребта и поднятия Крозе. Через центр этой аномалии проходит ось ЗИХ.

Протяжённое поднятие океанического дна, простирающееся в юго-западном направлении от «тройной точки Родригес» до примерно 30° в.д. чаще всего в отечественной и зарубежной литературе называют Юго-Западноиндийским хребтом. В известной монографии Г.Б. Удинцева [16] оно рассматривается как северо-восточная ветвь Африкано-Антарктического хребта, что не вполне обоснованно с географической точки зрения. В советской литературе, на используемых батиметрических картах и пособиях, чаще всего встречалось название Западноиндийский хребет, которое, учитывая его краткость, мы и будем использовать в дальнейшем. Настоящая работа посвящена рассмотрению основных особенностей геологического строения этого поистине аномального хребта в аномальном океане.

Материал и методика. Основа методологического подхода авторов заключается в синтезе двух развивающихся направлений геологической науки – линеamentной тектоники и теории геоблоков. Исследования, проведенные как на региональном, так и на глобальном уровне (5, 9, 10, 11, 12), показали высокую результативность применения линеamentно-блокового анализа. Фактический материал включает в себя обширную компилятивную базу

и оригинальные результаты более чем 20 морских экспедиций. Авторами составлены детальные батиметрические карты и геологические разрезы подводных гор. При этом использовались не только традиционные методики, но и результаты визуальных наблюдений с борта обитаемых подводных аппаратов (ПА). Проанализированы опубликованные и фондовые материалы о рельефе и геологическом строении подводных гор различных районов Мирового океана, в том числе – ЗИХ.

Результаты исследований. ЗИХ отличается от других срединно-океанических хребтов по генеральному простиранию, направлению поперечных («трансформных») разломов и геолого-геофизическим характеристикам. Хребет заложен по планетарной линеamentной зоне – фрагменту планетарной регматической сети древнего заложения северо-восточного направления (СВ 45°). Не типичный для континентальных и океанических рифтовых поясов планеты, структурный план СВ 45° характерен для сквозных структур Африки и её континентальных окраин, хребтов Агульяс, Китовый, Вавилова, поперечных («трансформных») разломов Центральноиндийского хребта (ЦИХ). Последние ориентированы именно в северо-восточном направлении, независимо от генерального простирания ЦИХ, северо-западного либо субмеридионального. Крупнейшие из них, разломы Сэн-Поль и Амстердам, являются сквозными структурами – межблоковыми границами, прослеживающимися на огромные расстояния. Как было отмечено выше, линеamentы СВ 45°, наряду с субмеридиональными, главенствуют на всём пространстве Индийского океана. Эти структуры очень часто сейсмически активны. После пересечения ЗИХ с ЦИХ линеamentы СВ 45° не прерываются, а пересекают Центральную котловину и трассируются на глыбовый Восточноиндийский хребет (ВИХ), разбивая его на отдельные блоки. Участки Центральной котловины и ВИХ в зонах влияния северо-восточных структур сейсмически активны [13, 16], что может быть связано с зарождением здесь молодого рифтового хребта.

Уникальны поперечные разломы ЗИХ. Пожалуй, нигде на планете, за исключением Австрало-Антарктического дискорданса, не встречается столь явной их рельефообразующей роли. Пересекая ЗИХ под углом примерно 45°, они дробят его на отдельные обособленные блоки, не обладающие типичным для срединно-океанических хребтов грядовым рельефом. Важно, что субмеридиональные поперечные разломы ЗИХ заложены по древнему структурному плану, определяющему простирания микроконтинентов и глыбовых хребтов Индийского океана (ВИХ, Мальдивского, Мадагаскарского), а также Мозамбикского структурного выступа. Это направление разломов, не присущее подавляющему большинству СОХ, свидетельствует о геологическом своеобразии ЗИХ. Геодинамические факторы, сформировавшие эшелонированную систему субмеридиональных тектонических нарушений, обусловлены планетарными процессами, происходившими на Африканском континенте, в Атлантическом и Индийском океанах. Те же растягивающие напряжения создали меридиональные рифтовые зоны Африки и Атлантического океана.

Своеобразно структурное обрамление ЗИХ. Хребет расположен между Мозамбикским, Мадагаскарским и Маскаренским континентальными бло-

ками на северо-западе и микроконтинентом Кергелен на юго-востоке. Такое положение хребта могло быть одной из причин, обусловивших особенности его строения.

Типичная для СОХ рифтовая долина на большей части ЗИХ отсутствует. В ряде случаев отдельные депрессии, которые можно было бы принять за таковую, проявлены фрагментарно и не согласованы по простиранию. Иногда вместо одной глубокой долины в осевой части хребта наблюдается несколько депрессий, каждую из которых можно принять за рифтовую долину [6]. Характерный для СОХ грядово-желобный рельеф выражен слабо или вообще не проявлен. Вершинные поверхности обособленных блоков иногда слабо наклонены, что является одним из признаков дифференцированных вертикальных тектонических движений.

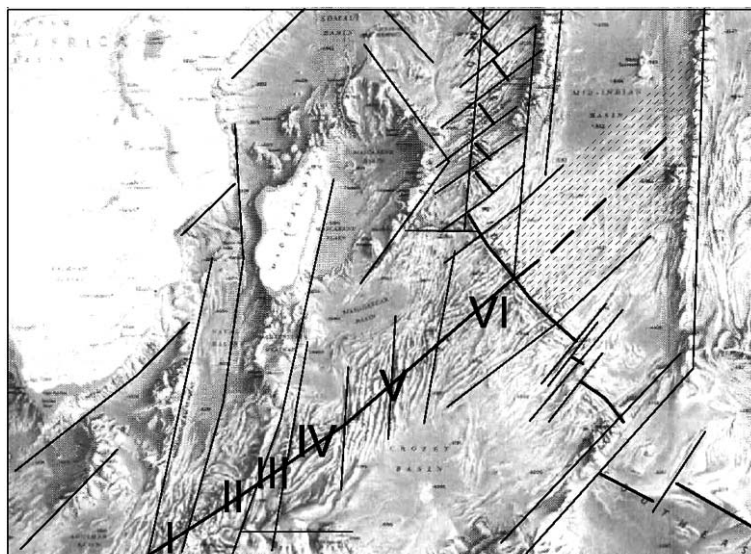
Магнитное поле ЗИХ хаотично, типичные полосовые аномалии отсутствуют [15]. Ле Пшон и Дж. Хейрцлер [21] указывают на отсутствие осевой магнитной аномалии над гребнем ЗИХ, что они объясняют очень значительным расширением хребта начиная с мезозойского времени. Эти предположения не согласуются с традиционными представлениями о ЗИХ как о «медленно спрединговом» хребте. По данным Р.Л. Фишера и Д.С. Энгеля [18], на ЗИХ не проявлены обычные фланговые аномалии, что может быть связано либо с отсутствием его расширения, либо с очень низкой скоростью такого расширения. Существует как бы разрыв между верхнемиоценовыми аномалиями, выявленными в приосевых частях хребта, и полем идентифицируемых в сопредельных котловинах палеоцен-эоценовых аномалий [15].

Сейсмичность ЗИХ довольно высока [4, 15, 16]. Эпицентры землетрясений в основном приурочены к очень узкому полю, протягивающемуся вдоль оси хребта [6]. Некоторые поперечные разломы, особенно наиболее крупные из них (Принца Эдуарда и Мозамбикский эскарп) сейсмически активны и далеко за пределами хребта, вплоть до континентальных окраин Африки.

По данным глубоководного бурения базальные, лежащие на базальтовых лавах, отложения имеют позднеолигоценый возраст на северо-востоке и миоценовый на юго-западе ЗИХ [15, 16]. Это хорошо согласуется с датировками рифогенных известняков [4]. Многочисленные абразионные террасы и субаэральные формы рельефа (карст), выявленные нами на подводных горах ЗИХ, однозначно указывают на неотектоническое многоэтапное погружение структуры, подтверждаемое данными глубоководного бурения [15, 16].

Вовлечённые в общее погружение участки хребта испытывали дифференцированные вертикальные тектонические движения. Об этом свидетельствует разная глубина залегания контакта рифогенных известняков с магматическим цоколем на разных горах, а иногда и в пределах одной горы (по данным наблюдений с ПА).

Анализ собственных и литературных данных не оставляет сомнений в структурно-тектонической неоднородности ЗИХ и его блоковом строении. Отчётливо выделяются как минимум 6 блоков, отличающихся по геолого-геоморфологическим характеристикам. Границами между блоками служат наиболее крупные из поперечных («трансформных») разломов. Каждый из



Структурно-тектоническая схема ЗИХ: 1 – оси срединно-океанических хребтов; 2 – наиболее крупные разломы и тектонолинеаменты; 3 – структурное продолжение ЗИХ на Центральную котловину; 4 – номера выделенных блоков ЗИХ

выделенных блоков обособлен от сопредельных территорий и характеризуется рядом специфических, присущих только ему, структурно-тектонических особенностей. Не вдаваясь в иерархическую классификацию разномасштабной делимости тектоносферы Индийского океана (геоблок, мегаблок, макроблок, блок, микроблок) и учитывая роль рифтогенальных и глыбовых хребтов как межгеоблоковых границ, в дальнейшем мы будем оперировать общим понятием «блок», оставляя более дробную классификацию для дальнейших детальных региональных исследований.

Блок I является пограничным между ЗИХ и Африкано-Антарктическим хребтом. Он лежит между разломом Принца Эдуарда и Мозамбикским эскарпом – протяжёнными субмеридиональными сейсмически активными сквозными структурами надрегionalного масштаба. Западнее Мозамбикского эскарпа ось СОХ смещена на 1100 км к югу. Западнее эскарпа расположен собственно Африкано-Антарктический хребет с генеральным субширотным простиранием. Это уже иная, морфологически своеобразная структура с нехарактерными для ЗИХ особенностями. Здесь широко развито сочетание блоков с присущими рифтогенальным хребтам чертами рельефа и геофизических полей, ориентированных в северо-западном направлении, и разделяющих их зон разломов северо-восточного направления, крупнейшим из которых является разлом Шака. Таким образом, ЗИХ конкордантен простиранию поперечных разломов Африкано-Антарктического и Центральноиндийского хребтов, с которыми он граничит на юго-западе и северо-востоке.

Между разломами Принца Эдуарда и Мозамбикским эскарпом морфологические черты СОХ вообще не проявлены, хребет здесь представляет серию субмеридиональных горстовых поднятий и тектонических депрессий-раздвигов. Границы хребта также не проявлены – разломы трассируются на южную часть Мозамбикской котловины, разбивая её на отдельные гряды и желоба.

Блок II расположен между разломами Принца Эдуарда и Дискавери. Здесь с хребтом смыкаются крупные асейсмичные сооружения с мощной субконтинентальной корой – Мадагаскарский хребет и поднятие Дель-Кано-Крозе. Фактически блок представляет собой точку «тройного сочленения» ЗИХ – Мадагаскарский хребет – поднятие Крозе. Блок полностью лишён типичных для СОХ морфологических признаков – грядово-желобного рельефа и рифтовой долины. Основные формы рельефа этого блока заложены по ортогональной системе дислокаций, характерных для Мадагаскарского хребта и поднятия Крозе. Диагональная система нарушений здесь проявлена слабо и на батиметрических картах практически не читается. Наиболее возвышенные участки хребта локализованы в тектонических узлах – на пересечениях крупных субширотных и субмеридиональных горных сооружений (о-ва Принца Эдуарда и наиболее высокие из подводных гор). Блок испытывает интенсивные вертикальные тектонические движения. Начиная с миоцена амплитуда опускания оценивается как 3000 - 3400 м [14, 15]. Удивительно, но при столь высокой амплитуде неотектонического погружения блок II находится в центральной части одной из крупнейших на Земном шаре положительных аномалий геоида, что подтверждает его обособленность от сопредельных территорий и требует дополнительного анализа.

Обращает внимание, что блок II, также как и район Исландии, – это уникальные участки океанического дна, где рифтовые хребты пересекают линейные возвышенности с корой субконтинентального типа – Исландско-Фарерский порог и систему Мадагаскарский хребет – Крозе. Главное отличие блока II от Исландского региона характеризуется доминированием глыбовых поднятий над вулканическими, что указывает на разные стадии и специфику эндогенных режимов рифтогенальных процессов. Интересно, что и в пределах Исландского региона также выявлена крупнейшая положительная аномалия геоида [14]. Следовательно, эти районы не типичны для системы срединно-океанических хребтов и характеризуются особым геодинамическим режимом, не присущим ни океаническим, ни континентальным рифтовым поясам.

Естественными границами блока III являются разломы Дискавери и Индомед. На этом участке ЗИХ уже приобретает диагональную, северо-восточную ориентировку. Однако главенствующее рельефообразующее значение имеют разломы субширотного и субмеридионального простирания. Самые высокие подводные горы локализованы на границах блока, в зонах поперечных разломов. Они имеют выровненные вершины, на склонах зафиксирована серия абразионных террас. Подводная гора Гололобова в осевой части флангового хребта зоны разломов Дискавери венчает протяжённый линейный субмеридиональный хребет. Она имеет настолько явно выраженную плоскую вершинную поверхность на глубине 300-400 м, что

здесь даже выделены участки безопасного донного промыслового траления. В форме горы читаются линеаменты северного, северо-западного и северо-восточного направлений [9, 10]. Иные морфологические особенности характерны для центральной части блока. Здесь на глубинах 2000 – 3000 м развита серия гряд восточного, северо-восточного и субмеридионального простираний.

Между разломами Индомед и Галлиени характер рельефа хребта существенно меняется. Пожалуй, блок IV – это единственный участок, который по особенностям грядово-желобного рельефа несколько напоминает классические СОХ. Положительные формы рельефа представляют собой серию разделённых линейными депрессиями гряд, ориентированных в северо-восточном направлении. Однако чётко выраженная рифтовая долина отсутствует, так как за неё можно принять каждую из линейных депрессий. Северная часть блока осложнена горстовым поднятием восток-северо-восточного простирания, в пределах которого локализованы наиболее высокие подводные горы – И-383-А, И-383-Б, И-373-А. Субмеридиональный структурный план проявлен слабее, однако он читается в контурах отдельных гор и поднятий.

Структурная неоднородность ЗИХ подтверждается находками только в пределах четвертого блока хорошо проявленной сульфидной минерализации [23].

В зоне разлома Галиени рельефообразующая роль структур ортогональных направлений, меридиональных и субширотных, существенно возрастает. Подводные горы имеют изометричную форму и угловатые в плане очертания, характерные для обособленных тектонических блоков. Цоколь подводных гор здесь сложен ультраосновными породами и кристаллическими сланцами эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма [3].

Блок V, ограниченный разломами Галлиени и Мелвилл, представляет собой самую возвышенную часть хребта. По исключительно высокой расчленённости рельефа, его амплитуде он сопоставим пожалуй только с блоком I и зоной Австрало-Антарктического дискорданса. Северо-восточный структурный план, характерный для генерального простирания ЗИХ, здесь выражен незначительно. Блок интенсивно раздроблен многочисленными субмеридиональными поперечными разломами, выраженными в рельефе как узкие линейные хребты и разделяющие их депрессии. Наиболее высокие подводные горы локализованы в приосевой части хребта.

Примерно посередине между межблоковыми разломами Галлиени и Мелвилл расположен крупный разлом Атлантис II, разделяющий блок на два фрагмента второго порядка. Отмечено [20], что по зоне Атлантис II происходит смена состава базальтов. Восточнее её наблюдаются пониженные значения аномалий магнитного поля, утонённая (4-5 км) океаническая кора с повышенными скоростями сейсмических волн в верхней мантии. Трассировка хронов между соседними профилями геомагнитных наблюдений здесь затруднительна и не даёт однозначных результатов.

Подводные горы блока V имеют тектоническую природу. Их цоколи представляют собой горстовые поднятия, заложенные по субмеридиональной разломной сети. Структуры северо-восточного простирания проявлены

слабее и прослеживаются в очертаниях узких линейных расщелин и одиночных уступов. Склоны подводных гор закономерно террасированы. Поверхности выравнивания 300, 400, 500, 860, 1000 м имеют региональное распространение. Верхние террасы иногда имеют нависающие козырьки в тыловой части и ниши, скорее всего – волноприбойные. По данным драгирования и наблюдений с борта ПА основания гор региона сложены гипербазитами и кристаллическими сланцами и перекрыты маломощной толщей миоценовых [4] рифогенных известняков. В основании толщ известняков лежат базальные конгломераты и брекчии, состоящие из обломков и гальки ультраосновных пород, сцементированных карбонатным материалом. На горе Героевка на глубине около 235 м удалось установить границу между гипербазитами и рифогенными известняками. Граница резкая, контактовые изменения не проявлены. В зонах тектонических нарушений, пересекающих гору, обнаружены тектонические брекчии [4].

Восточнее разлома Мелвилл расположен блок VI, который вообще затруднительно интерпретировать как составную часть ЗИХ. Здесь, примерно от 35° до 25° ю.ш. рельеф имеет характерные признаки западного фланга Центральноиндийского хребта (ЦИХ), рассеченного многочисленными зонами поперечных разломов северо-восточного простирания. Существует мнение [15], что наиболее выраженный в рельефе из них соответствует рифтовой долине ЗИХ. Как было отмечено выше, эти разломы продолжают в северо-восточном направлении через центральную котловину вплоть до ВИХ, создавая широкую полосу повышенной сейсмичности [15, 16]. Местоположение так называемой «точки тройного сочленения Родригес» невозможно определить однозначно. Правильнее, на наш взгляд, говорить о треугольном в плане блоке – крупном тектоническом узле, в пределах которого сочленяются рифтогенальные и глыбовые хребты диагонального и ортогонального направлений. На юге это ЗИХ, ЦИХ и Мальдивский хребет, на севере – район изменения генерального простирания ЦИХ с северо-западного на субмеридиональное в зоне его пересечения с крупным линеamentом субширотного простирания, проявленным в рельефе как хребет Родригес. Обилие неотектонически активных диагональных и ортогональных тектонических нарушений в пределах блока VI создаёт весьма сложную картину глыбовых поднятий и депрессий. Многие структуры трассируются далеко за пределы СОХ на близлежащие котловины, поэтому невозможно однозначно определить границы флангов хребтов.

Указанные геолого-геоморфологические феномены блока VI обусловлены следующим взаимоотношением рифтогенальных и глыбовых структур в пределах блока «пятерного сочленения» и его структурного обрамления:

- ЗИХ наследует северо-восточное простирание крупного поперечного разлома ЦИХ и фактически является его продолжением;
- ЦИХ севернее пересечения с хребтом Родригес приобретает генеральное субмеридиональное простирание и фактически лежит на продолжении разлома Мелвилл;
- поперечные разломы ЗИХ подчиняются субмеридиональному структурному плану, характерному для микроконтинентов и глыбово-вулка-

нических хребтов Индийского океана, а также для системы Африканских рифтов.

После пересечения с ЦИХ структуры ЗИХ не прерываются, а трассируются на Центральную котловину и далее – на ВИХ хребет.

В районе стыка ЗИХ – ЦИХ – Мальдивский хребет глубоководным бурением установлены признаки пестолигоценых погружений с амплитудой 2300-2600 м.

По данным драгирования, блок VI слагают породы пёстрогапетрографического состава – гипербазиты, габбро-нориты, базальты, метаморфические породы [17].

Следует отметить, что каждый из выделенных блоков, в свою очередь, неоднороден и подразделяется на несколько блоков низших рангов, отличных по строению, рельефу, петрографическому составу изверженных пород, геохимической специализации.

Блоковый, мозаичный характер строения ЗИХ связывают с наличием «коровых» и «мантийных» блоков [2]. Для первых характерно наличие осадочного покрова и близкое к океаническому строение коры. Им свойственно преобладание базальтовых лав, габбро и долеритов. Сейсмическая активность таких блоков относительно низка, а тепловой поток имеет нормальную для океанического ложа величину.

«Мантийные» блоки почти лишены покрова осадков, за исключением незначительных по мощности шапок рифогенных известняков. В их глубинном строении заметную роль играют породы так называемого «второго» слоя, которые могут быть идентифицированы как серпентинизированные ультраосновные породы. Сейсмичность у «мантийных» блоков в два-три раза выше, чем у ложа океана. Образование «мантийных» блоков [2] связывается с процессом подъёма ультраосновных пород верхней мантии, выжимание которых происходит под очень высоким давлением в виде кристаллической каши. При этом «мантийные» блоки почему-то считаются более молодыми. Фактически это протрузии либо их апофизы, выдавленные в квазитвёрдом состоянии по ослабленным зонам.

Структурно-тектонические особенности ЗИХ обусловили резкое преобладание гипербазитов [3, 4, 19]. Эти породы представляют собой почти непрерывный ряд от дунитов до лерцолитов и вебстеритов. Были обнаружены также кристаллические сланцы и тектонические брекчии. На них залегают рифогенные образования миоцена. Поэтому очевидно, что их формирование как системы горных сооружений произошло до образования лежащих на них миоценовых рифогенных отложений.

Обсуждение результатов. Обсуждая полученные результаты, нельзя не обратить внимание на установленную региональную закономерность – ось ЗИХ фактически является юго-западным продолжением одного из поперечных («трансформных») разломов ЦИХ, а простирание (ось) ЦИХ севернее пересечения с хребтом Родригес – структурным продолжением разлома Мелвилл. Различные, казалось бы, по кинематике структуры сменяют друг друга по простиранию и латерально, по сути будучи фрагментами сквозных трансиндоокеанских тектонолинеаментных зон – глубинных неоднородностей литосферы. Их жесткий каркас не оставляет места для значитель-

ных горизонтальных движений литосферных пластин. Пространственное положение и ориентировка рифтогенальных структур предопределяется единым древним структурным планом

Следует обратить внимание на обилие поперечных разломов ЗИХ. Смещения оси рифтогенального сооружения северо-восточнее Мозамбикского эскарпа вдоль этих разломов не фиксируются, поэтому механика т.н. «трансформных» разломов здесь исключена. В то же время, в пределах блоков I, V и VI зияющие трещины разломов составляют более 20% протяжённости хребта. Это позволяет рассматривать эти структуры как раздвиги с подчинённой сбросовой составляющей. Эти раздвиги параллельны генеральному простиранию Африканского рифтового пояса, и, очевидно, подчинены с ним единому планетарному процессу растяжения. Раздвиговая природа зияющих субмеридиональных мегатрещин объясняет отмеченный выше региональный феномен – развитие ЗИХ и ЦИХ по зонам поперечных разломов друг друга.

Собранные данные убедительно показывают, что механизм «медленного косого спрединга» не объясняет основных особенностей геологического строения ЗИХ. ЗИХ, скорее всего, – это ориентированная в северо-восточном направлении сквозная структура древнего заложения – планетарный глубинный разлом, переживший несколько этапов тектонической активизации, в том числе – растяжения и сжатия. Пересекая несколько блоков с различным строением земной коры, структура меняет особенности геологического строения по простиранию, что проявилось в тектонической неоднородности и блоковом строении. Особенно явно своеобразие ЗИХ иллюстрируют зоны дробления блока I между разломами Принц Эдуард и Мозамбикским эскарпом, субконтинентальный блок на стыке Мадагаскарского хребта и поднятия Кроче, а также сложное, мозаичное геологическое строение блока VI.

Реальный геологический материал наглядно иллюстрирует основные этапы истории формирования ЗИХ. Установлено, что рифогенные миоценовые известняки подводных гор хребта подстилаются более древними гипербазитами и амфиболитовыми сланцами – мантийными и коровыми породами. Скорее всего, их региональное внедрение в виде колоссальной по протяжённости линейной зоны протрузий происходило в олигоцене на фоне дислокаций растяжения-сжатия.

Вероятно, что причиной регионального сжатия послужило внедрение мантийного плюма, обязанного сопровождаться расширением. Отсутствие пространства для растяжения в направлении северо-запад – юго-восток привело к тангенциальным сжимающим усилиям, и, как следствие, к прорыву мантийного материала на поверхность по ослабленной зоне – глубинному разлому.

Преобладающие дислокации сжатия северо-восточных векторов не сопровождались базальтовым вулканизмом, поэтому вполне объяснимо отсутствие олигоценовых магнитных аномалий на флангах хребта. Вывод об олигоценовом возрасте внедрения протрузий хорошо согласуется с заключением Б. Луендайка и Т. Дэвиса [22] о ранне-среднеолигоценном возрасте ЗИХ.

Особый интерес представляют многочисленные находки метаморфических пород в пределах ЗИХ [3]. В основном это кристаллические сланцы эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Часто обломки кристаллических сланцев входят в состав тектонических брекчий. Иногда кристаллические сланцы сильно катаклазированы. Очевидно, что это результат проявления динамометаморфизма при олигоценовой тектонической активизации хребта. Скорее всего, кристаллические сланцы представляют собой реликты первичной земной коры, существовавшей на месте ЗИХ до его образования в результате регионального внедрения протрузий гипербазитов. Поэтому мы считаем «коровые» блоки более древними, чем «мантийные».

В миоцене произошло глобальное погружение всей структуры ЗИХ, что следует из данных глубоководного бурения и находит отражение в системе погружённых террас – абразионных поверхностей выравнивания. Погружение всей структуры вполне объяснимо изостатически, т.к. оно характерно для завершающих стадий развития остывающих мантийных плюмов.

Формирование поперечных раздвигов происходило после внедрения и остывания мантийного материала, на следующих этапах развития хребта. Начало собственно рифтового режима развития ЗИХ, связанного с формированием структур растяжения, на основании последней приосевой магнитной аномалии хребта, датируется верхним миоценом. В плиоцене и плейстоцене вертикальные дифференцированные тектонические движения, местами сопровождавшиеся вулканизмом, на фоне общего расширения сформировали современный рельеф хребта. При этом растягивающие напряжения, ориентированные в субширотном направлении, привели к образованию многочисленных субмеридиональных раздвигов. Растяжение носило глобальный характер, проявляясь на Африканском континенте и в Индийском океане. Во временном отношении оно в основном соответствует интервалу поздний миоцен-плейстоцен и синхронно с основными этапами развития рифта Грегори (Восточная Африка) [1].

Выводы. 1. ЗИХ, являясь составной частью мировой рифтовой системы, обладает особенностями, не свойственными типичным рифтовым хребтам, характеризуется преобладанием тектонических процессов над вулканическими, доминированием ультраосновных пород, отсутствием упорядоченных магнитных аномалий.

2. ЗИХ – это фрагмент крупной трансиндоокеанской сквозной структуры северо-восточного простирания, сформированный в неозтапе вдоль активизированной ветви древней планетарной разломной сети.

3. ЗИХ не однороден на своем протяжении и чётко подразделяется по простиранию на 6 крупных блоков, отличающихся по геоморфологическим и структурно-тектоническим особенностям. Отчётливо проявленное блоковое строение ЗИХ связано с геологической неоднородностью дна Индийского океана, предопределённой предшествующей рифтогенезу историей развития региона.

4. Для истории геологического развития ЗИХ характерны три основных этапа. В олигоцене вдоль глубинного разлома внедрялись протрузии гипербазитов, в миоцене происходило общее погружение структуры, сопровождающееся клавишно-блоковыми дифференцированными тектонически-

ми движениями. Образование субмеридиональных поперечных разломов связано с общим растяжением и соответствует временному интервалу верхний миоцен-плейстоцен. Раздвиговая природа зияющих субмеридиональных мегатрещин объясняет региональный феномен – развитие ЗИХ и ЦИХ по зонам поперечных разломов друг друга.

1. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. – 264 с.
2. Виноградов А.П., Удинцев Г.Б., Дмитриев Л.В. и др. Строение рифтовой зоны Индийского океана и её место в мировой системе рифтов // Изв. АН СССР, Сер. геол. – 1969. – № 10. – С. 3-27.
3. Геворкьян В.Х., Вакарюк В.Т., Лемшико Р.А. и др. Структурная позиция и коренные породы подводных гор центральной части Западно-Индийского хребта (Индийский океан). – Киев: ИГН АН УССР, 1990, препринт 90-30. – 48 с.
4. Иванов В.Е., Вакарюк В.Т. Рельеф и особенности геологического строения Западно-Индийского хребта (Индийский океан) // Геол. журнал. – 1991. – № 6. – С. 54-61.
5. Иванов В.Е., Геворкьян В.Х. Особенности геологического строения и геоморфологии хребта Наска (юго-восточная часть Тихого океана) // Геол. журнал. – 1986. – № 4. – С. 94-103.
6. Канаев В.Ф. Рельеф рифтовой долины и её место в общей системе морфологии дна океанов // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. ч.1. – М.: Наука, 1972. – С. 35-61.
7. Красный Л.И. Глобальная система геоблоков. – М.: Недра, 1984. – 244 с.
8. Леонтьев О.К. К критике гипотезы тектоники литосферных плит («Новой глобальной тектоники») / Проблемы океанизации Земли. – Калининград: Калининградский государственный университет, 1983. – С. 86-98.
9. Ломакин И.Э. Линеаменты дна Индийского океана // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2009. – № 1. – С. 7-14.
10. Ломакин И.Э. Террасы подводных гор и некоторые вопросы тектоники дна Индийского океана // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2011. – № 2. – С. 42-54.
11. Ломакин И.Э., Иванов В.Е., Кочелаб В.В. Линеаменты дна океанов и сквозные структуры // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2011. – № 4. – С. 30-46.
12. Ломакин И.Э., Иванов В.Е., Тополук А.С. и др. Новые данные о геологическом строении побережья юго-западного Крыма // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2010. – № 4. – С. 30 – 39.
13. Маринова Ю.Г. Новые данные о структуре осадочного чехла Восточно-Индийского хребта / Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Т. 2. – М.: Геос, 2010. – С. 37-39.
14. Твертинова Т.Ю., Гуцин А.И. Форма геоида, поверхности ядра и планетарные структуры Земли / «Ломоносовские чтения 2004 г.», секция Геология, подсекция Проблемы региональной геологии и тектоники складчатых поясов.: Тез. научн. конф.
15. Удинцев Г.Б. Геоморфология дна Индийского океана // Региональная геоморфология дна океанов. Индийский океан. – М.: Наука, 1989. – 112 с.
16. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. – М.: Недра, 1987. – 240 с.
17. Удинцев Г.Б. 36-й рейс научно-исследовательского судна «Витязь» // Океанология. – 1965. – Т. 5, вып. 6. – С. 1113-1119.
18. Фишер Р.Л., Энгель Д.С. Лерцолит, анартозит, габбро и базальт, драгированные из поперечных разломов и рифтовой долины Индоокеанского срединного океанического хребта // Геохимия. – 1970. – № 8. – С. 661-677.

19. Чернышова В.И., Рудник Г.Б. О формационной принадлежности основных эффузивных, интрузивных пород и гипербазитов рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана // ДАН СССР. – 1970. – Т. 194, № 2. – С. 426-429.
20. Шрейдер А.А., Кашищев Г.Л. Особенности тектоно-магматической эволюции Юго-западного Индийского хребта на отрезке 51°-67° в.д. // Океанология. – Т. 50, № 1, январь-февраль 2010 г. – С. 121-129.
21. Le Pichon, Heitzler J. Magnetic anomalies in the Indian ocean and sea-floor spreading // J. Geophys. Res. – 1968. – Vol. 73, № 6. – P. 369-380.
22. Luyendyk B.P., Daeves T.A. Result of DSDP Leg 26 and the Geologic history of the Southern Indian jcean. // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. / Wash. (D.C.) : VS gov. Print off., 1974. – Vol. 26. – P. 909-945.
23. Giabiao Li, Xianglong Jin. Chenize Mid-Ocean Ridge cruizedand their Discovery For HydrothermalVent System. Mintrals of the ocean. Deep sea minerals and Mining : Joint international conferense. – St. Petersburg: VNII Oeangeology , 2012. – P. 108-110.

Дані драгування, батиметричних зйомок, спостережень з борту підводного апарату, аналіз картографічного і комп'ютерного матеріалу показали, що Західноіндійський хребет (ЗИХ) не є типовою рифтогенальною спорудою. Закладений по наскрізній структурі - глибинному розлому планетарного значення - ЗИХ сформований в три етапи тектонічної активізації: олігоценовий – вторгнення гіпербазитів, міоценовий - загальне опускання і верхньоміоцен-плейстоценовий – розтягнення та утворення розсувів. ЗИХ не однорідний за простяганням і підрозділяється на 6 блоків, що відрізняються рельєфом та структурно-тектонічними особливостями.

Data on sampling, bathy-metric survey, observation from bathyscaph, the map reading and study compiled material showed that Ost-Indian Ridge isn't typical riftogenic building. It formed on transitional structure of planetary importance in three stade of tectonic activization: Oligocene – hyper-basite intrusion, Miocene – total lifting, Late Miocene-Oligocene – spreading and formation of pullapart. Ost-Indian Ridge isn't similar in strike, it is divided into 6 tectoblocks differing by relief and structural-tectonic characteristics.

Поступила 16.05.2012 г.