

УДК 551.241+550.347.23

## К ПРОБЛЕМЕ ОЦЕНКИ УПРУГОЙ АНИЗОТРОПИИ ГОРНЫХ ПОРОД КВАЗИОРТОТРОПНОЙ СИММЕТРИИ

© 2019 г. Ф. Ф. Горбацевич

*Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, Россия*

*E-mail: gorich@geoksc.apatity.ru*

Поступила в редакцию 02.11.2018 г.

Принята в печать 22.06.2019 г.

Рассмотрены принципы оценки степени упругой анизотропии сред (горных пород) поперечно-изотропной и орторомбической симметрии. Ввиду структурной неоднородности горные породы не могут рассматриваться как принадлежащие строго к тому или иному типу симметрии. С учетом этого, разработаны формулы для оценки упругой анизотропии пород квазиортотропной симметрии по скорости продольных и поперечных волн. Предложены критерии, позволяющие разграничить среды на слабо- и сильноанизотропные. Разработанные параметры могут применяться при массовых определениях упругой анизотропии горных пород.

*Ключевые слова:* степень упругой анизотропии, поперечно-изотропная симметрия, орторомбическая симметрия.

**DOI:** <https://doi.org/10.31857/S0002-333720196130-139>

В настоящее время наблюдается повышенный интерес к параметрам упругой анизотропии природных сред, таких как минералы и горные породы, которые обладают свойствами, характеризующимися различными типами симметрии. Горные породы проявляют анизотропию наряду с различной степенью неоднородности их структуры. Поэтому упругую анизотропию горных пород следует называть квазианизотропией [Бреховских, 1973]. Приставка «квази» здесь необходима, так как из-за неоднородностей горные породы нельзя относить к строго анизотропным телам. Далее термин «квази» подразумевается, но не употребляется. При более высокой степени анизотропии влияние неоднородностей на свойства пород уменьшается [Беликов и др., 1970].

Большое число наблюдений, выполненных на образцах [Физические..., 1988; Петрофизика, 1992; Беликов и др., 1970; Справочник..., 1975], а также сейсмическими методами в протяженных геологических телах [Hess, 1964; Raitt et al., 1969; Чесноков, 1977] показали, что горные породы обладают разной степенью упругой анизотропии.

В статье [Thomsen, 1986], специально посвященной слабой анизотропии, приводятся

данные о том, что среди осадочных пород слабоанизотропные, поперечно-изотропные среды встречаются чаще всего. В этой статье, а также в других [Dellinger, Vernik, 1994; Slawinski, 1996] обсуждается проблема расхождения направлений распространения лучевой и фазовой скорости.

В работе [Горбацевич, 1995] представлены физические свойства пород трех геологических возрастов: силура, протерозоя и архея. Разрез Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4) сложен в основном породами зеленосланцевой фации метаморфизма. Породы Воче-ламбинского полигона (ВЛП) представлены породами амфиболитовой фации метаморфизма. Архейская часть разреза Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) также сложена породами амфиболитовой фации. Упругоизотропные породы встречены только по разрезу СГ-4, их 56% от общего числа. Меньшую группу (28%) составляют слабоанизотропные породы, еще меньше сильноанизотропных (16%). Среди пород протерозойского (СГ-3) и архейского (ВЛП, СГ-3) наибольшее число образцов входит в группу сильноанизотропных (80–93%). Среди них изотропные породы отсутствуют, наибольший объем среди слабоанизотропных (20%) представлен породами протерозойского возраста (СГ-3), а наименьший

(7%), – архейского возраста (СГ-3). Вне зависимости от места отбора и возраста преобладают породы ортотропной (орторомбической) симметрии, среди пород СГ-4 их 60%. Примерно столько же среди пород ВЛП и СГ-3 (протерозой). Среди пород СГ-3 архейского возраста их доля еще выше, – 88%. Повсеместно пород псевдогексагональной симметрии меньше 40%, а для архея СГ-3 их всего 12%.

Как следует из вышеприведенного, по разрезу Уральской сверхглубокой, до глубины 3.07 км представлены, в основном, изотропные и слабоанизотропные породы, которые после их образования, претерпели сравнительно малые изменения и преобразования. Другой конец спектра упругих свойств представлен породами СГ-3 архейского комплекса. За свою историю они прошли через ряд изменений и преобразований, включающих этапы прогрессивного и регрессивного метаморфизма, мигматизации и другие процессы. Их результатом явилось подавляющее преобладание сильноанизотропных пород ортотропной симметрии.

Приведенные выше данные не подтверждают часто встречаемый в литературе [Батугин, Ниренбург, 1972; Невский, 1974; Berryman, 1979; Thomsen, 1986; Slawinski, 1996] вывод о том, что слабоанизотропные породы поперечно-изотропной симметрии составляют наибольший объем, по крайней мере, в верхней части земной коры. Метаморфические породы занимают довольно большой объем среди пород земной коры [Allison, Palmer, 1980]. Они в той или иной мере упруго анизотропны [Структура..., 2015]. Поэтому изучение анизотропных пород, по нашему мнению, имеет большое значение.

Автор работы [Birch, 1961] одним из первых предложил оценивать степень упругой анизотропии пород коэффициентом  $A$ . Согласно его работе оценка анизотропии производится по формуле:

$$A = [(V_{\max} - V_{\min}) / V_{\text{mean}}] \times 100\%, \quad (1)$$

где  $V_{\text{mean}} = (V_{\max} + V_{\min}) / 2$ .

Близкая оценка анизотропии по [Birch, 1961] применяется в работе [Kern и др., 2001]. Здесь предложено учитывать среднее по формуле  $V_{\text{mean}} = (V_1 + V_2 + V_3) / 3$ .  $V_1, V_2, V_3$  – величины скорости продольных волн, измеренные последовательно в направлении элементов линейности, в направлении слоистости и по нормали к элементам линейности, в направлении перпендикулярном слоистости (сланцеватости). Выделение направлений линейности и плоскостей слоистости производится визуально на породном

образце. Как показано в работе [Горбачевич, Басалаев, 1993] эти направления нередко непосредственно не связаны с акустическими характеристиками породы и не всегда явно выявляются. Оценка анизотропии по скорости поперечных волн в таком подходе не учитывается.

Для пород поперечно-изотропной симметрии в работе [Thomsen, 1986] предложены следующие коэффициенты для оценки упругой анизотропии:

$$\delta \equiv ((C_{13} + C_{44})^2 - (C_{33} - C_{44})^2) / (2C_{33}(C_{33} - C_{44})) \approx \approx 4 \left[ \frac{V_P(\pi/4)}{V_P(0)} - 1 \right] - \left[ \frac{V_P(\pi/2)}{V_P(0)} - 1 \right], \quad (2)$$

$$\varepsilon \equiv (C_{11} - C_{33}) / 2C_{33} \approx (V_P(\pi/2) - V_P(0)) / V_P(0), \quad (3)$$

$$\gamma \equiv (C_{66} - C_{44}) / 2C_{44} \approx [V_{SH}(\pi/2) - V(0)] / V(0), \quad (4)$$

где:  $C_{ij}$  – члены матрицы упругих постоянных, которая для ортотропной симметрии записываются так [Най, 1960]:

$$C_{ij} = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & 0 & 0 & 0 \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66} \end{pmatrix}, \quad (5)$$

где  $C_{11} = \rho(V_{11})^2$ ,  $C_{22} = \rho(V_{22})^2$ ,  $C_{33} = \rho(V_{33})^2$ ,  $C_{44} = \rho(V_{23})^2$ ,  $C_{55} = \rho(V_{13})^2$ ,  $C_{66} = \rho(V_{12})^2$ , – вычисляются по плотности и скоростям продольных и поперечных волн, измеренным в определенных направлениях;  $V_P(0)$  – скорость продольной волны, измеренная в направлении плоскости симметрии;  $V_P(\pi/2)$ , – по нормали к ней;  $V_P(\pi/4)$ , – под углом  $45^\circ$  к направлению плоскости симметрии;  $V(0)$  – скорость поперечной волны в направлении плоскости симметрии;  $V_{SH}(\pi/2)$ , – по нормали к ней.

Коэффициенты  $\delta$ ,  $\varepsilon$ ,  $\gamma$  широко применяются в научной литературе. В работе [Thomsen, 1986] признается, что первый из коэффициентов  $\delta$  в практике измерений в неоднородных горных породах не может быть определен с достаточной точностью. К тому же, чтобы получить этот коэффициент нужно провести измерения под углом  $45^\circ$

к четко выраженной сланцеватости, слоистости, что не всегда технически выполнимо.

Параметр  $\epsilon$  подобен коэффициенту, предложенному [Birch, 1961]. Формула для  $\epsilon$  содержит константы упругости и представляет собой, по сути, квадраты соотношений скоростей продольных волн. Но вторая часть формулы, предложенная [Thomsen, 1986], редуцирована до соотношения скоростей. Если в формуле (3) учесть влияние константы  $C_{22}$  ( $V_{22}$ ), она могла бы быть применена для оценки анизотропии, в том числе, сред ортотропной симметрии.

Оценка упругой анизотропии по поперечным волнам осуществляется коэффициентом  $\gamma$ . Этот показатель также вычисляется по соотношению констант упругости  $C_{66}$  и  $C_{44}$ . По нашему мнению, в формуле (4) как и в формуле (3), сомнение вызывает равенство соотношений констант упругости и величин скорости. На величины констант упругости, помимо значений скоростей, также оказывает влияние значения плотностей. Эти значения могут существенно отличаться для разных пород. В целом, коэффициенты анизотропии, разработанные в работе [Thomsen, 1986], позволяют оценивать анизотропию только поперечно изотропных тел. Это ограничивает диапазон применения этих коэффициентов.

В работе [Tsvankin, 1997] рассматривается модель горизонтальнослоистой ортотропной среды, пронизанной сетью вертикальных плоскопараллельных трещин. Для численной оценки параметров упругой анизотропии сред ортотропной симметрии автором предлагаются следующие коэффициенты:

$$\begin{aligned} \epsilon^{(1)} &\equiv \frac{C_{22} - C_{33}}{2C_{33}}; \quad \epsilon^{(2)} \equiv \frac{C_{11} - C_{33}}{2C_{33}}; \\ \delta^{(1)} &\equiv \frac{(C_{23} + C_{44})^2 - (C_{33} - C_{44})^2}{2C_{33}(C_{33} - C_{44})}; \\ \delta^{(2)} &\equiv \frac{(C_{13} + C_{55})^2 - (C_{33} - C_{55})^2}{2C_{33}(C_{33} - C_{55})}; \\ \delta^{(3)} &\equiv \frac{(C_{12} + C_{66})^2 - (C_{11} - C_{66})^2}{2C_{11}(C_{11} - C_{66})}; \quad \gamma^{(1)} \equiv \frac{C_{66} - C_{55}}{2C_{55}}; \\ \gamma^{(2)} &\equiv \frac{C_{66} - C_{44}}{2C_{44}}. \end{aligned} \quad (6)$$

Среди этих коэффициентов,  $\epsilon^{(2)}$  и  $\gamma^{(2)}$  совпадают с формулами, приведенными в работе [Thomsen, 1986]. В статье приводятся теоретически рассчитанные графики угловых изменений

фазовой скорости продольных и поперечных колебаний в зависимости от азимутальной направленности.

Заметим, что расчет коэффициентов по работе [Tsvankin, 1997] возможен лишь при априори известной ориентации элементов симметрии ортотропной среды и точных значениях  $C_{ij}$ . Величины  $C_{ij}$  при их определении должны иметь минимальную погрешность, иначе рамки определений, например,  $C_{12}$ ,  $C_{13}$ ,  $C_{23}$  могут перекрываться. Такая точность определений этих параметров почти недостижима в природных условиях, где естественная изменчивость упругих свойств пород бывает очень значительной.

Выше было отмечено, что расчеты по работе [Tsvankin, 1997] проведены только для моделируемых параметров ортотропной среды. В работе [Takanashi et al., 2001] выполнена оценка упругой анизотропии двух образцов амфиболитов, биотитового гнейса и биотитового сланца. Предполагалось, что образцы обладают ортотропической симметрией, поэтому коэффициенты анизотропии рассчитывались по работе [Tsvankin, 1997]. Определены  $\epsilon^{(1)}$ ,  $\epsilon^{(2)}$ ,  $\delta^{(1)}$ ,  $\delta^{(2)}$ ,  $\delta^{(3)}$  и  $\gamma^{(1)}$ ,  $\gamma^{(2)}$ . Показано, что процедура расчета довольно сложная. Она не может быть распространена на большое число образцов. К тому же отсутствует какой-либо обобщенный коэффициент, который мог бы оценить анизотропию породы в целом.

Универсальный коэффициент оценки упругой анизотропии предложен в работе [Shivakumar, Ostoja-Starzewski, 2008]. По мнению авторов, этот коэффициент пригоден для всех типов симметрий, от кубической до триклинной. Он рассчитывается лишь по константам  $C_{11}$ ,  $C_{12}$ ,  $C_{44}$ . Ввиду ограниченного числа констант, по которым вычисляется универсальный коэффициент, его применение дает только грубую оценку упругих свойств анизотропных тел разных классов.

Для практической оценки анизотропии реальных горных пород квазиортотропной симметрии, по нашему мнению, нужен другой подход. Проблема определения ориентации элементов упругой симметрии ортотропной среды, а именно пространственной направленности двух взаимноперпендикулярных плоскостей в горных породах чаще всего решается при помощи внешних признаков текстуры, — линейности, слоистости, сланцеватости, полосчатости [Birch, 1961; Thomsen, 1986; Kern и др., 2001; Takanashi et al., 2001]. Внешние признаки текстуры могут, однако, не всегда и только приблизительно отражать направленность элементов

симметрии анизотропии горной породы. Например, элементы текстуры косослоистых метапесчаников явно не совпадают с ориентацией плоскостей упругой симметрии [Горбачевич, Басалаев, 1993]. На образцах горных пород проблема определения пространственной ориентации элементов упругой симметрии успешно решается при помощи акустопляризационного метода [Горбачевич, 1995].

После начального этапа определения пространственной направленности двух взаимноперпендикулярных плоскостей симметрии, необходимо изготовить образец в форме неправильного додекаэдра, рис. 1. Направления 1, 2, 3 должны проходить через эти взаимно перпендикулярные плоскости. Они перпендикулярны основным плоскостям додекаэдра. Направления 102, 103, 203 перпендикулярны дополнительным плоскостям. Через все эти плоскости выполняются измерения фазовых скоростей продольных и поперечных волн. Совместно со значением плотности, измеренные величины скоростей необходимы и достаточны для определения полного набора констант упругости ортотропной среды, приведенной в матрице (5) [Горбачевич, 2002]. Соотношения в матрице (5) между константами упругости позволяют установить ту или иную степень анизотропии твердого тела.

В общем виде, единую количественно меру оценки анизотропии на основе тензора упругих свойств твердого тела предложил Ф.И. Фёдоров [1965]. Подход, использованный в работе Ф.И. Фёдорова, основан на принципе оценки количественной меры отклонения анизотропной среды от соответствующей изотропной,

имеющей сферическую симметрию. Метод пригоден для сред разных групп симметрии, от кубической до триклинной. В основу положены соотношения между членами акустического тензора. Величина относительной средней квадратичной акустической анизотропии по работе [Фёдоров, 1965] определяется выражением:

$$A_{\mu} = \sqrt{\left[ \frac{1}{3} \frac{(\mu_{11} - \mu_{22})^2 + (\mu_{11} - \mu_{33})^2 + (\mu_{22} - \mu_{33})^2}{\mu_{11}^2 + \mu_{22}^2 + \mu_{33}^2} \right]}, \quad (7)$$

где  $\mu_{11} = C_{11} + C_{55} + C_{66}$ ,  $\mu_{22} = C_{22} + C_{44} + C_{66}$ ,  $\mu_{33} = C_{33} + C_{44} + C_{55}$ , — компоненты акустического тензора.

Естественно предположить, что под воздействием неравносторонних палеонапряжений, представляющих собой тензор второго ранга [Brace, 1960; Кожевников, 1982; Kern et al., 1994], в процессе структурно-метаморфической перестройки среда (горная порода) приобретает ортотропный тип симметрии. Поэтому для горных пород можно ограничиться этим типом симметрии. Подобное утверждение содержится в работе [Александров, Продайвода, 2000]. Применительно к константам упругости, отражающим скорости продольных волн, с учетом необходимых упрощений, коэффициент анизотропии по Ф.И. Фёдорову [1965], будет выглядеть следующим образом:

$$A_{PC} = \sqrt{\left[ \frac{1}{3} \frac{(C_{11} - C_{av})^2 + (C_{22} - C_{av})^2 + (C_{33} - C_{av})^2}{C_{av}} \right]}, \quad (8)$$

где  $C_{av} = C_{11}^2 + C_{22}^2 + C_{33}^2$ .

Иначе, подставив значения скорости продольных волн, получим:

$$A_{PC} = \frac{1}{V_{av}^2} \sqrt{(V_{11}^2 - V_{av}^2)^2 + (V_{22}^2 - V_{av}^2)^2 + (V_{33}^2 - V_{av}^2)^2}, \quad (9)$$

где  $V_{av} = (V_{11} + V_{22} + V_{33})/3$ . (10)

Величины  $V_{11}$ ,  $V_{22}$ ,  $V_{33}$  определяются во взаимно перпендикулярных направлениях, совпадающих с ориентировкой плоскостей (осей) симметрии ортотропной среды. Для того, чтобы получить оценку анизотропии, сравнимую с коэффициентом  $\epsilon$  по работе [Thomsen, 1986], можно применить формулу, которая определяет коэффициент анизотропии как сумму средних

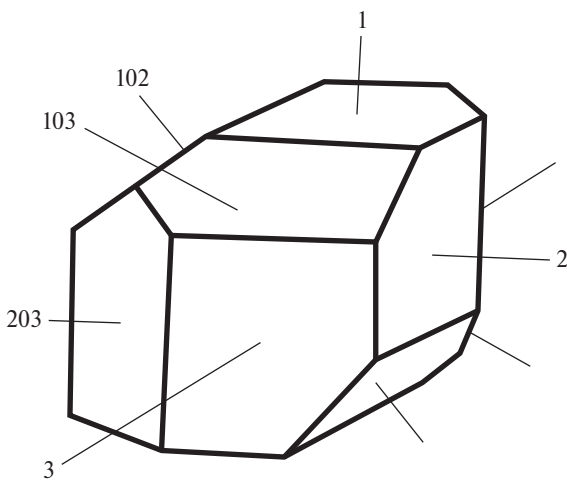


Рис. 1. Образец для определения констант упругости ортотропной среды (неправильный додекаэдр).



квадратичных отклонений индивидуальных значений  $V_{11}$ ,  $V_{22}$ ,  $V_{33}$  от  $V_{av}$ :

$$A_p = \frac{1}{V_{av}} \sqrt{(V_{11} - V_{av})^2 + (V_{22} - V_{av})^2 + (V_{33} - V_{av})^2}. \quad (11)$$

Оценка, выполненная по формуле (11), имеет еще и тот смысл, что она по форме совпадает с выражением девиатора для тензора напряжений в твердом теле, который может быть инвариантным относительно изменения направлений координат [Безухов, 1968]. Величину  $V_{av}$  можно считать эквивалентной шаровому тензору. Влияние девиатора напряжений на физические свойства пород рассматривается в работе [Kern et al., 1994].

Определение анизотропии через скорости поперечных волн представляет собой довольно сложную задачу [Александров, Продайвода, 2000]. Применительно к слоистым горным породам в работе [Thomsen, 1986] предложена сравнительно простая формула (4), которая отражает влияние только двух констант,  $C_{44}$  и  $C_{66}$  или  $V_{SH} = V_{SH}(90)$  и  $V(0) = V_{SH}(0)$ . В этой формуле скорость поперечной волны  $V_{SH}(0)$ , измеряется в направлении плоскости анизотропии с вектором смещения частиц среды в той же плоскости.  $V_{SH}(90)$  измеряется по нормали к этой плоскости, но с вектором смещения частиц среды в той же плоскости.

Такая оценка имеет определенные недостатки. Помимо скорости  $V_{SH}$  в поперечно-изотропной среде наблюдается другая скорость  $V_{SV}$  [Gorbatsevich, 2016]. Она измеряется по нормали к плоскости анизотропии, с вектором смещения частиц среды по нормали к этой плоскости. Формула (4) скорость  $V_{SV}$  не учитывает.

Другие авторы [Clark et al., 1983; Stampin, 1985; Горбацевич, 1995], предлагают оценивать анизотропию среды через скорости поперечных волн по фактору двулучепреломления. Чаще всего двулучепреломление наблюдают при распространении сейсмической поперечной волны от места землетрясений через массивы анизотропных пород [Stampin et al., 2004]. Величину двулучепреломления оценивают показателем, сравнивая скорости поперечных волн, распространяющиеся в одном направлении, но при ориентации вектора поляризации по двум взаимно перпендикулярным направлениям. При измерениях на образцах имеется возможность оценить обобщенную величину двулучепреломления, характеризующую анизотропию

по поперечным волнам для ортотропного тела в целом. Такие определения скорости распространения продольных и поперечных волн можно выполнить на кубическом образце (рис. 2), грани которого образованы совпадающими с направлениями плоскостей симметрии.

Результаты определений удобно отобразить в форме квазиматрицы [Горбацевич, 1995]:

$$V_{ij} = \begin{matrix} V_{11} & V_{12} & V_{13} \\ V_{21} & V_{22} & V_{23} \\ V_{31} & V_{32} & V_{33} \end{matrix}, \quad (12)$$

где:  $V_{11}$ ,  $V_{22}$ ,  $V_{33}$ , – скорости распространения продольных колебаний, измеренные в направлениях 1–1', 2–2', 3–3';  $V_{12}$ ,  $V_{13}$ , – скорости распространения поперечных колебаний, измеренные в направлении 1–1' при ориентировке векторов поляризации (ОВП) в направлении 2–2', 3–3';  $V_{21}$ ,  $V_{23}$ , – в направлении 2–2', при ориентировке вектора поляризации излучателя поперечных колебаний (ОВП) в направлении 1–1', 3–3';  $V_{31}$ ,  $V_{32}$ , – в направлении 3–3' при ОВП в направлении 1–1', 2–2', соответственно.

Нами показано [Горбацевич, 2002], что если при измерениях излучателем продольных и поперечных волн создается плоский фронт колебаний, а приемный преобразователь имеет такие же характеристики, то в этом случае измеряется фазовая скорость волны.

Показатель упругой анизотропии  $B_S$  по фактору двулучепреломления определяется через компоненты квазиматрицы скоростей, измеряемых на кубическом образце ортотропной среды [Горбацевич, 2002]:

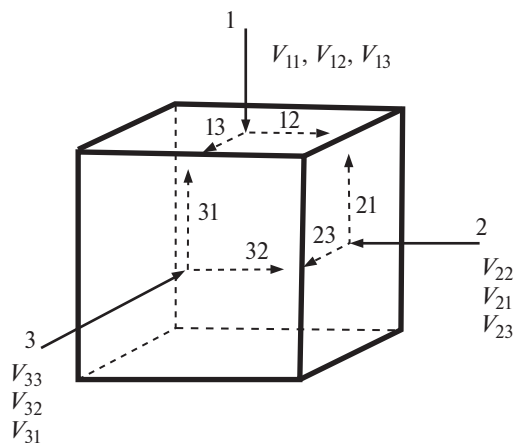


Рис. 2. Индексация величин скорости распространения упругих колебаний в кубическом образце.

$$B_S = \sqrt{B_1^2 + B_2^2 + B_3^2}, \quad (13)$$

где  $B_1 = \frac{2(V_{12} - V_{13})}{V_{12} + V_{13}}$ ,  $B_2 = \frac{2(V_{21} - V_{23})}{V_{21} + V_{23}}$ ,  $B_3 = \frac{2(V_{31} - V_{32})}{V_{31} + V_{32}}$

– коэффициенты двулучепреломления поперечных волн [Crampin, 1985], определенных, соответственно, для направлений 1–1', 2–2', 3–3'.

Показатель  $B_S$ , по нашему мнению, является характеристикой, наиболее полно отражающей упругую анизотропию, измеряемую через скорости поперечных волн. Он пригоден не только для ортотропной, но может быть применен для поперечно-изотропной среды.

Для того чтобы исследовать особенности коэффициентов и показателей анизотропии ортотропных сред, мы выполнили отбор проб пород, на месторождении Кучин-тундра, расположенном на юге Печенгской структуры, Кольский полуостров, Россия [Петров, 1999]. В этом месте залегают рассланцованные амфиболиты и метагаббро, которые представлены мелкозернистыми, равномернозернистыми породами гранонематобластовой, нематобластовой, реликтовой габбровой, пойкилитовой структурами. Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации.

Для физических определений были изготовлены 8 образцов в форме куба (рис. 2). Грани образцов образовывались параллельно и перпендикулярно видимой слоистости,

сланцеватости, линейности. Методом Архимеда определили плотность пород. Определение скорости распространения продольных и поперечных волн производили с использованием акустополаризационного метода, в котором наблюдения осуществляются с помощью чисто поперечных линейно поляризованных колебаний. Подробное описание прибора и метода приведено в работе [Горбацевич, 1995]. Результатом измерений являются акустополариграммы ВП, – круговые диаграммы изменения амплитуды огибающей сигнала при параллельных векторах поляризации излучателя и приемника колебаний в пределах полного поворота образца. Затем получают акустополариграммы ВС, – при скрещенных (90°) векторах поляризации излучателя и приемника.

По акустополариграммам ВП определяется наличие и степень проявления эффекта линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП) [Горбацевич, 1990]. Акустополариграммы, полученные в положении ВС, позволяют определить число и направленность проекций элементов упругой симметрии анизотропного образца. Измерения выполняются на всех трех парах граней (рис. 2). Акустополаризационный метод позволяет более точно определять пространственное положение элементов симметрии анизотропного тела, чем это возможно по видимым элементам слоистости, сланцеватости, линейности. Это инструментальный метод, непосредственно связанный с упругими свойствами тела.

Полученные акустополариграммы образцов пород Кучин-тундра приведены на рис. 3

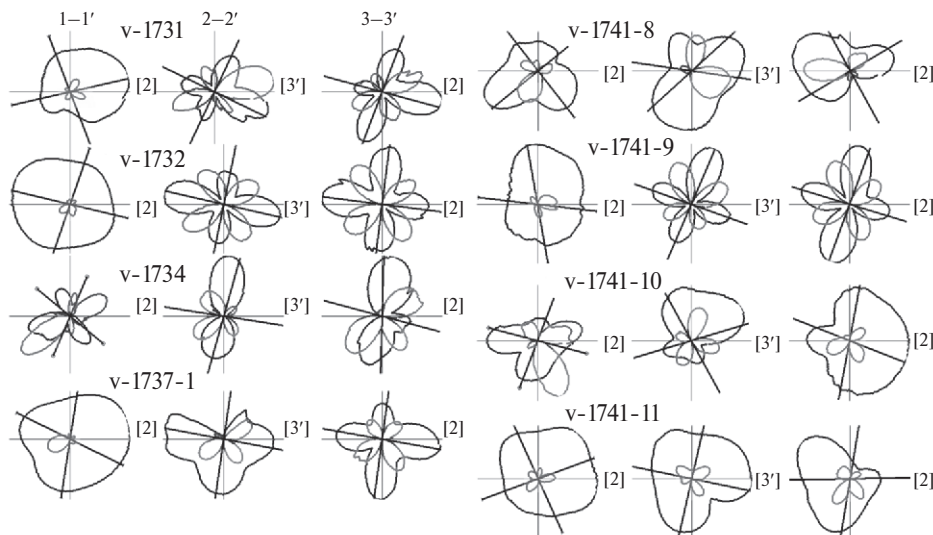


Рис. 3. Акустополариграммы образцов амфиболитовой фации. Темная линия – векторы параллельны (ВП), светлая – скрещены (ВС).

Петрофизические свойства образцов южной части Печенгской структуры (м. Кучин-тундра)

Номер образца	Наименование породы	Квазиматрица $V_{ij}$ , км/с	$A_{PC}$	$A_P$	$B_S$	$\epsilon'$	$\gamma'$	$\rho_R$ , г/см <sup>3</sup>	$V_{PR}$ , км/с	$V_{SR}$ , км/с
v-1731	Амфиболит	5.48 3.39 3.51 3.56 6.35 3.80 3.49 3.85 6.92	0.32	0.164	0.123	0.263	0.103	3.06	6.25	3.60
v-1732	Полево-шпатовый амфиболит	5.75 3.36 3.31 3.45 6.80 3.62 3.45 3.76 6.21	0.24	0.119	0.10	0.182	0.089	2.96	6.25	3.49
v-1734	Полево-шпатовый амфиболит	— 2.07 2.07 2.04 5.46 2.91 2.91 3.07 4.51	—	—	0.356	0.21	0.426	2.87	4.98	2.51
v-1737-1	Амфиболит	6.92 3.71 3.84 3.66 6.37 3.72 3.66 3.46 6.32	0.146	0.072	0.068	0.094	0.058	2.99	6.54	3.68
v-1741-8	Метагаббро	5.35 3.30 3.43 3.29 5.55 3.35 3.36 3.47 5.55	0.059	0.03	0.053	0.037	0.040	3.29	5.48	3.37
v-1741-9	Метагаббро	4.49 3.26 3.17 3.18 5.75 3.51 3.16 3.51 5.49	0.349	0.179	0.147	0.281	0.111	3.10	5.24	3.30
v-1741-10	Метагаббро	5.91 3.37 3.64 3.52 5.94 3.47 3.51 3.45 5.90	0.009	0.004	0.08	0.0067	0.080	3.09	5.92	3.49
v-1741-11	Метагаббро	4.97 3.02 3.15 3.06 5.02 3.19 3.13 3.30 5.18	0.062	0.031	0.079	0.042	0.054	2.95	5.06	3.14
Среднее			0.17± ±0.14	0.086± ±0.069	0.126± ±0.096	0.139± ±0.108	0.12± ±0.13	3.04± ±0.13	5.72± ±0.60	3.32± ±0.37

последовательно для первой, второй и третьей граней. На диаграммах ВС минимумы амплитуд сигнала определяют положение элементов симметрии. Эти элементы изображены в виде прямых линий, проходящих через центр фигуры.

Обзор акустополяриграмм ВП и ВС показывает, что упругая анизотропия образцов пород амфиболитовой фации выражена отчетливо. На это указывают петельчатые диаграммы (лепестки), полученные при положении ВС. На их неровные очертания оказывают влияние неоднородности. Сравнительно малые размеры лепестков диаграмм ВС, полученные на образцах v-1731, v-1732, v-1737-1, v-1741-9 на первой грани, позволяют заключить, что симметрия их среды близка к поперечно-изотропной. Некоторые образцы демонстрируют существенное проявление эффекта линейной акустической анизотропии поглощения [Горбачевич, 1990]. Это является свидетельством того, что в породах наблюдается строгая ориентировка вытянутых в одном направлении минеральных

зерен. Величины скорости распространения продольных и поперечных колебаний определялись в направлении выявленных на акустополяриграммах элементов симметрии. Результаты измерений в форме квазиматриц  $V_{ij}$  приведены в табл. По величинам скоростей, приведенных в квазиматрицах рассчитаны коэффициенты  $A_{PC}$ ,  $A_P$  и показатель  $B_S$ . Эти данные также представлены в таблице также даны средние величины скорости продольной волны для образца, рассчитанные как  $V_{av} = V_{PR} = (V_{11} + V_{22} + V_{33})/3$ . Средние величины скорости поперечной волны определены как  $V_{SR} = (V_{12} + V_{13} + V_{21} + V_{23} + V_{31} + V_{32})/6$ . Средние экспериментально замеренные плотности, скорости продольных и поперечных волн для всех образцов равны, соответственно,  $\rho_R = 3.04 \pm 0.13$  г/см<sup>3</sup>,  $V_{PR} = 5.73 \pm 0.56$  км/с,  $V_{SR} = 3.34 \pm 0.35$  км/с. Как индивидуальные, так и средние величины плотности, скорости продольных и поперечных волн позволяют отнести протестированные амфиболиты и габбро

к крепким, сохранным породам [Справочник..., 1975; Петрофизика, 1992].

Сравнение величин коэффициентов упругой анизотропии показало (см. таблицу), что  $A_{PC}$  имеет пределы изменений 0.009–0.349. Величина  $A_P$  изменяется в меньших пределах (0.004–0.179). Среднее  $A_{PC} = 0.17$  больше примерно в 2 раза, чем  $A_P = 0.086$ . Вариации у той и другой характеристики сравнительно большие. Пределы изменений показателя  $B_S$  заключены в пределах 0.053–0.356 при среднем 0.126. Величина среднего  $B_S$  занимает промежуточное положение между средними  $A_{PC}$  и  $A_P$ .

Для того чтобы оценить численную разницу между нашими коэффициентами, показателями анизотропии и коэффициентами, введенными ранее, мы произвели вычисления показателей  $\varepsilon$  и  $\gamma$  по данным таблицы, как если бы породы предоставляли поперечно-изотропную среду. При этом из таблицы выбирали те данные, между величинами которых наблюдалась максимальная разница. Например, из квазиматрицы выбирались значения скорости продольных волн  $V_{P_{\max}}$  и  $V_{P_{\min}}$ . Рассчитанные таким образом величины  $\varepsilon'$  и  $\gamma'$  приведены в таблице. Сравнение со средними значениями  $A_{PC}$  и  $A_P$  показывает, что  $\varepsilon'$  занимает промежуточное положение. Средняя величина  $\gamma'$  практически совпадает со значением  $B_S$ .

Как следует из результатов определений анизотропии образцов пород при помощи коэффициентов  $A_{PC}$ ,  $A_P$  и показателя  $B_S$ , вариации отдельных величин очень значительны. Поэтому следует рассмотреть критерии, которые позволят разграничить тела ортотропной симметрии на слабо и сильно анизотропные. Специальный критерий, позволяющий разграничить среды на слабо и сильноанизотропные, был рассмотрен в работе [Невский, 1974]. При прохождении упругих колебаний через тонкослоистые среды на круговой индикатриссе скорости распространения групповых сдвиговых колебаний  $V_{SV}$  (с вектором поляризации, находящимся в плоскости, проходящей через ось симметрии) наблюдаются петли (лакуны). Такие петли регистрировались, если максимальная величина  $V_{SV_{\max}}$  в какой-либо точке индикатриссы превышала в 1.13–1.14 раза величину  $V_{SV}$ , измеренную в направлении слоев.

Наличие петлей означает, что в одном и том же направлении могут быть зарегистрированы четыре различающихся скорости распространения сдвиговых колебаний, причем только в одной из них вектор поляризации

лежит в плоскости симметрии среды. Например, подобное расщепление импульса сдвиговых колебаний наблюдалось в кристаллах цинка [Musgrave, Markham, 1961]. Отсутствие петлей на круговых индикатриссах скорости распространения может служить одним из основных признаков слабоанизотропной среды [Петрашнев, 1980; Александров, Продайвода, 2000].

При соблюдении условий, определяющих принадлежность среды к поперечно-изотропной, в работе [Thomsen, 1986] были предложены критерии, позволяющие разделить среды на слабо- и сильноанизотропные:

$$\varepsilon = (V_{11} - V_{33})/V_{33} \leq 0.2, \gamma = (V_{23} - V_{12})/V_{12} \leq 0.2. \quad (14)$$

В статье [Селезнев и др., 1986] также предлагается упрощенный способ расчета констант поперечно-изотропных сред. Критериями, позволяющими относить среду к слабоизотропной, являются неравенства, аналогичные вышеприведенным:  $\varepsilon \leq 0.13$ ,  $\gamma \leq 0.20$ ,  $\kappa \leq 0.13$ . В этой работе предлагается дополнительный критерий  $\kappa = (V_{S102} - V_{12})/V_{12} \leq 0.13$ . Как показали тестовые примеры, применение упрощенного способа расчета при соблюдении вышеприведенных неравенств, может дать ошибку результата, не превышающую 3–4% [Селезнев и др., 1986; Thomsen, 1986].

Аналогичные критерии могут быть применены и к оценке анизотропности более сложной, ортотропной среды. Исходя из вышеизложенного, можно считать основным признаком отсутствия петлей (лакун) на индикатриссе групповой скорости  $V_P$  или  $V_S$  в каком-либо сечении тела признаком слабой анизотропии.

Суммируя оценки, приведенные выше, мы предлагаем для орторомбических слабоизотропных сред следующие критерии:

$$A_{PC} \leq 0.25, A_P \leq 0.15, B_S \leq 0.15. \quad (15)$$

Например, по данным таблицы эти критерии относят к сильно анизотропным два образца, по коэффициентам  $A_{PC}$ ,  $A_P$  и один образец, по показателю  $B_S$ . Нами не предлагаются критерии, для которых необходимо измерять скорости под углом  $45^\circ$  к осям и плоскостям симметрии образцов, так как это сильно бы увеличило затраты времени и труда при более или менее массовых определениях. Критерии (15), по нашему мнению, достаточны для разграничения сред на слабо- и сильноанизотропные.



Сравнение теоретических и экспериментальных оценок показало, что формулы (9), (11) и (13) пригодны для расчетов как для сред ортотропной симметрии, так и для поперечно изотропной. Они позволяют получить величины, близкие тем, которые рассчитываются по формулам, предложенным [Birch, 1961; Thomsen, 1986; Kern, 2001]. По нашему мнению, они пригодны для технических приложений, а именно для горных пород с учетом их различной степени неоднородности и изменчивостью структуры.

## ВЫВОДЫ

Горные породы не относятся, ввиду их неоднородной структуры, к строго упруго изотропным или анизотропным телам. Влияние неоднородностей на физические свойства в них варьирует в широких пределах. Тем не менее, применение теории упругости полезно при решении ряда технических задач, связанных, например, с геофизикой и горным делом. Довольно глубоко разработанная теория оценки анизотропии осадочных пород, в основном, поперечно-изотропных, не всегда пригодна для пород кристаллического фундамента. Как показал опыт определений, в разрезе СГ-3 часто встречаются породы квазиортотропной симметрии. Оценка анизотропии в них сопровождается более сложной процедурой измерений.

Применительно к образцам, определения включают следующие процедуры. Вначале измеряется плотность породы. Затем на образце кубической формы методом акустополярископии определяют пространственное положение элементов (осей и плоскостей) упругой симметрии. Следом, в соответствии с направленностью элементов, измеряют 3 скорости продольных и 6 скоростей поперечных волн. По этим величинам рассчитываются коэффициенты и показатель анизотропии пород ортотропной симметрии.

Предложенные коэффициенты и показатель для оценки анизотропии пород квазиортотропной симметрии применимы и к поперечно-изотропным средам. Критерии, разграничивающие среды на слабо- и сильноанизотропные, близки к общепринятым. Коэффициенты и показатель, как и критерии для оценки анизотропии, по нашему мнению, могут применяться при массовых определениях физических свойств горных пород.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа поддержана финансированием по грантам РФФИ 13-05-00125-а, 16-05-00026-а.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров К.С., Продайвода Г.Т.* Анизотропия упругих свойств минералов и горных пород. Новосибирск: изд-во СО РАН. 2000. 354 с.
- Батугин С.А., Ниренбург Р.К.* Приближенная зависимость между упругими константами горных пород и параметры анизотропии // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 1972. Т. 7. № 1. С. 7–11.
- Безухов Н.И.* Основы теории упругости, пластичности и ползучести. М.: Высш. шк. 1968. 512 с.
- Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В.* Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М.: Наука. 1970. 276 с.
- Бреховских Л.М.* Волны в слоистых средах. Изд. II. М.: Наука. 1973. 343 с.
- Горбацевич Ф.Ф.* Акустополярископия горных пород. Апатиты: изд-во: КНЦ РАН. 1995. 204 с.
- Горбацевич Ф.Ф.* Акустополярископия породообразующих минералов и кристаллических пород. Апатиты: изд-во: Кольского научного центра РАН. 2002. 140 с.
- Горбацевич Ф.Ф.* Анизотропия поглощения сдвиговых колебаний в горных породах // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1990. № 5. С. 70–79.
- Горбацевич Ф.Ф., Басалаев А.А.* Опыт определения параметров палеонапряжений с применением акустополяризационного метода // Физика Земли. 1993. № 7. С. 24–31.
- Кожневиков В.Н.* Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л.: Наука. 1982. 184 с.
- Най Дж.* Физические свойства кристаллов. М.: изд-во: ИЛ. 1960. 385 с.
- Невский М.В.* Квазианизотропия скоростей сейсмических волн. М.: Наука. 1974. 179 с.
- Петрашень Г.И.* Распространение волн в анизотропных упругих средах. Л.: Наука. 1980. 280 с.
- Петров В.П.* Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского щита. Апатиты: изд-во: КНЦ РАН. 1999. 325 с.
- Петрофизика. Справочник / Под ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра. 1992. Т 1. 391 с.
- Селезнев В.С., Соловьев В.М., Никитенко А.Б.* Определение параметров, сейсмической анизотропии земной коры в Западной Якутии // Геология и геофизика. 1986. № 8. С. 90–98.
- Справочник (кадастр) физических свойств горных пород. М.: Недра. 1975. 279 с.
- Структура, свойства, состояние пород и геодинамика в геопространстве Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) / Под ред. Горбацевича Ф.Ф. СПб: Наука. 2015. 366 с.)
- Федоров Ф.И.* Теория упругих волн в кристаллах. М.: Наука. 1965. 384 с.
- Физические свойства горных пород и полезных ископаемых / Ред. Дортман Н.В. М.: Недра. 1976. 527 с.

- Чесноков Е.М.* Сейсмическая анизотропия верхней мантии Земли. М.: Наука. 1977. 144 с.
- Allison I.S., Palmer D.F.* The Science of a changing Earth. Seventh edition. McGraw-Hill Book Company. New York, London, Paris, Tokyo. 1980.
- Berryman J.G.* Long-wave elastic anisotropy in transversely isotropic media: Geophysics. 1979. V. 44. P. 896–917.
- Birch F.* The velocity of compressional waves in rocks to 10 kbar, part 2 // J. Geophys. Res. 1961. V. 66. P. 2199–2224.
- Brace W.F.* Orientation of anisotropic minerals in a stress field: discussion // Mem. Geol. Soc. Amer. 1960. V. 79. 9. P. 9–20.
- Clark A.V., Mignogna P.B., Sanford R.J.* Acoustoelastic measurements of stress and stress intensity factors around crack tips // Ultrasonics. 1983. № 3. P. 57–64.
- Crampin S.* Evaluation of anisotropy by shear-wave splitting // Geophysics. 1985. V. 50. № 1. P. 142–152.
- Crampin S., Peacock S., Gao I Y. and Chastin S.* The scatter of time-delays in shear-wave splitting above small earthquakes. Geophys. J. Int. 2004. V. 156. P. 39–44.
- Dellinger J., Vernik L.* Do traveltimes in pulse-transmission experiments yield anisotropic group or phase velocities? // Geophysics. 1994. V. 59. P. 1774–1779.
- Gorbatsevich F.* Reflection and refraction waves at the interface. American academic press. 2016. Salt Lake City. 161 p.
- Hess H.H.* Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans // Nature. 1964. V. 203. P. 629–631.
- Kern H., Popp T., Gorbatsevich F., Zharikov A., Lobanov K.V., Smirnov Yu.P.* Pressure and temperature dependence of  $V_p$  and  $V_s$  in rocks from the superdeep well and from surface analogues at Kola and the nature of velocity anisotropy // Tectonophysics. 2001. V. 338. P. 113–134.
- Kern H., Popp T., Schmidt R.* The effect of a deviatoric stress on physical rock properties // Surveys in Geophysics. 1994. V. 15. P. 467–479.
- Musgrave M.J.P., Markham M.F.* Features of the elastic wave surface for a zinc crystal // Proc. phys. Soc. 1961. V. 77. № 2. P. 335–336.
- Raitt R.W., Shor G.G., Jr., Francis T.J.G., Morris G.B.* Anisotropy of the pacific upper mantle. J.G.R. 1969. V. 74. № 12. P. 3095–3109.
- Shivakumar I. Ranganathan, Martin Ostojca-Starzewski* Universal Elastic Anisotropy Index Physical review letters. 2008. V. 101. P. 055504.
- Slawinski M.A.* On Elastic-wave Propagation in Anisotropic Media: Reflection/Refraction Laws, Raytracing, and Traveltime Inversion. A dissertation submitted to the faculty of graduate studies in partial fulfilment of the requirement for the degree of doctor of philosophy department of geology and geophysics. Calgary, Alberta. 1996. 208 p.
- Thomsen L.* Weak elastic anisotropy // Geophysics. 1986. V. 51. № 10. P. 1–37.
- Takanashi M. et al.* Laboratory measurements of elastic anisotropy parameters for the exposed crustal rocks from the Hidaka Metamorphic Belt, Central Hokkaido, Japan // Geophys. J. Int. 2000 V. 145. P. 33–47.
- Tsvankin I.* Anisotropic parameters and p-wave velocity for orthorhombic media: Geophysics. 1997. V. 62. P. 1292–1309.

## On the Problem of Elastic Anisotropy Estimation in the Rocks with Quasi Orthotropic Symmetry

*F. F. Gorbatsevich<sup>a,\*</sup>*

<sup>a</sup>*Geological Institute, Kola Science Center, Russian Academy of Sciences, Apatity, 184209 Russia*

<sup>\*</sup>*E-mail: gorich@geoksc.apatity.ru*

Received October 11, 2018

The principles for estimating the degree of elastic anisotropy of the medium (the rocks) with transverse isotropic and orthorhombic symmetry are considered. Because of the structural heterogeneity, rocks cannot be considered as strictly having a single type of symmetry. With this fact taken into account, formulas are developed for estimating the elastic anisotropy of the rocks with quasi-orthotropic symmetry from the velocities of compressional and shear waves. The criteria for separating the media into weakly and strongly anisotropic are proposed. The developed parameters can be used for mass determinations of elastic anisotropy of rocks.

*Keywords:* degree of elastic anisotropy, transversely isotropic symmetry, orthorhombic symmetry