Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XLI, 1988, N 5 45-53

NIK 550 834

Г. М. АВЧЯН

ЗАВИСИМОСТЬ ЭФФЕКТИВНОЙ СКОРОСТИ В СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ ОТ БАЗЫ ИЗМЕРЕНИИ

С позиции палеомагнитной слоистости горных пород показана зависимость эффективной скорости в сейсморазведке от базы измерсния и от азимута профиля наблюдения.

При образовании горных пород в них возникают «слои», обусловленные ориентационным влиянием внешнего магинтного поля эпохи образования пород. Следовате вно, направление падающей вояны относительно направления этой «слоистости» будет составлять угол, отличающийся от аналогичного чтла для отраженной волны Эта анизотрония приводит к уменьшению или увельчению иначения скорости по мере удаления от пункта взрыва Расчеты показали, что ошибка в оценке глубивы отражающей границы зависит от степени анизотровии пород, обусловленной палеомагинтной слоистостью, от базы измерения и азимута профиля наблюдения. По мере удаления от пункта взрыва различие между истикным и расчетным значениями глубины уменьшается, если магнитное наклонение в язучаемом пласте меньше 45°, и увеличиватся, если наклонение больше 45°.

Зависимость V_{эф} от базы измерения имеет место как для горизонтальной огражающей границы, так и для наклонной границы

А. II Савичем [5] обнаружено вссьма интересное явление-зависимость физических характеристик среды от се размеров. Это явление объясняется масштабным эффектом, т. е. при увеличении размеров исследуемой среды больше вероятность охвата неоднородностей типа . круглых трещин, приводящих, в частности, к уменьшению эффективной скорости У з.р. По мнению Т. Л. Челидзе и др. [6], целики в сильно поврежденной трещиноватой среде представляют собой сложные, извилистые пути, и волна, распространяясь в них, проходит путь гораздо больший, чем между их концами (эвклидовское расстояние). Это приводит также к эффекту уменьшения скорости V_{эф} с увеличением базы. Наряду с рассмотренными положениями об уменьшении Vэф с увеличением базы измерения этот эффект вполне возможен также изза палеомагнитной «слоистости». Эта «слоистость», невидимая визуально, образуется вследствие ориентационного влияния внешнего магнитного поля эпохи образования пород. Гравимагнитная слоистость перпендикулярна направлению этого поля (Авчян Г. М., 1986), т. е. наклонена относительно горизонтальной плоскости под углом 90-і, а азимут простирания относительно современного магнитного поля равен магнитному склонению D-1-90 древнего поля [2, 4].

На рис. 1 приведена схема распространения отраженной волны при МОВ. Для простоты рассмотрим в начале случай горизонтальной границы, а потом — наклонной.

Горизонтальная граница—время прохождения волны от пункта взрыва до произвольной точки регистрации х будет суммой времен t_1 и t_2 , соответствующих времени прохождения волны на участках $l_1 = = OA$ и $l_2 = AX$

$$t_{1} = t_{1} + t_{2}$$

Поскольку $l_1 = l_1 v_1$, а $t_2 = l_2 v_2$, где v_1 и $v_2 - скорости на участках$

ОА и АХ, то получим

$$t_x = l_1 / v_1 + l_2 / v_2$$
.

Для горизонтально залегающего пласта $l_1 = l_2 = l_1$. Тогда

$$t_{x} = 2I \frac{v_{1} + v_{2}}{2v_{1}v_{2}} = 2I/v_{s\phi},$$

где V — эффективная скорость на участке ОАХ и равна 40



Рис. І. Схема сейсмических лучей при палеомагнитной слоистости І—отражающая граница горизонтальная; ІІ—отражающая граница навлонная а—схема распространения лучей: б—эллипс анизотропии. 1—отражающая граница. 2—гравимагнитные слои; 3—сейсмические лучи. 4—поверхность наблюдения

$$\mathbf{v}_{\Rightarrow\phi} = \frac{2\mathbf{v}_1\mathbf{v}_2}{\mathbf{v}_1 + \mathbf{v}_2} \tag{1}$$

Для определения v₁ и v₂ воспользуемся обозначениями, приведенными на рис. 1-I-а. Здесь даны соотношения между направлением (азимутом) профиля наблюдения (D'). расстоянием от пункта взрыва до точки наблюдения—х, азимутом и наклонением древнего геомагнитного поля D и j и глубиной залегания отражающей границы h₀.

Из соотношения между треугольниками ОХА, ОВХ и ОХК следует:

$$tg = \frac{x}{2h_0}; tg = tg / cos(D - D),$$
 (2)

41

где α—угол между вертикалью и линиен пересечения плоскости гравимагнитной слоистости с вертикальной плоскостью (СД), проходящей через профиль наблюдения (ЛД).

Поскольку индикатрисой анизотропии скорости однородной среды является эллипс, то скорость по направлению падения волны v₁, будет (рис. 1-1-6)

$$v_{1} = \frac{v_{max}}{\sqrt{1 + (c^{2} - 1) \frac{|2h_{0}\sin 2 + x\cos 2|^{2}}{L^{2}}}}$$
(3)

Здесь

$$c^2 = v_{max} v_{xy};$$
 (4)
 $1^2 - 4 h^2 \pm x^2$ (5)

(6)

где

$$v_{m} = \frac{v_{max} - v_{m}^{2} \cos^{2} \alpha}{\sqrt{2} \sin^{2} J + \cos^{2} J}; \qquad (7)$$

v_{min}—скорость по направлению гравимагнитной слоистости пород:
v_{min}—то же в направлении, перпендикулярной слоистости; v_m—средняя скорость по вертикали; с —скорость в горизонтальной плоскости
в произвольном направлении; х—коэффициент анизотропии, х=v_{max}/v_{min}.

Vmsinz

Под средней скоростью v_m обычно понимают скорость распространения продольных волн по вертикали, от поверхности почвы (h₀=0) до данной глубины h₀. В нашем случае средняя скорость v_m соответ-

ствует v_z.

После преобразования уравнения (6) и (7) получим:

$$c^{2} = \frac{\lambda^{2} \sin^{2} j + \cos^{2} j - \cos^{2} \alpha}{\sin^{2} \alpha}.$$
 (8)

Отраженная волна распространяется со скоростью v₂, равной

$$v_{2} = \frac{V_{max}}{\sqrt{1 + (c^{2} - 1) \frac{[2h_{0} \ln z - x \cos z]^{2}}{L^{2}}}}.$$
 (9)

Подставляя значения v₁ и v₂ в уравнение (1), для эффективной скорости получим

$$v_{\varphi\varphi} = \frac{2v_{\max}}{\sqrt{1 + (c^2 - 1)\frac{[2h_0 \sin z + x \cos z]^2}{L^2}} + \sqrt{1 + (c^2 - 1)\frac{[2h_0 \sin z - x \cos z]^2}{L^2}}}$$
$$= v_{\max} \cdot K, \qquad (10)$$

где

$$K = \frac{2L}{\sqrt{L^2 + (c^2 - 1)[2h_0 \sin \alpha + x\cos \alpha]^2} + \sqrt{L^2 + (c^2 - 1)[2h_0 \sin \alpha - x\cos \alpha]^2}}.$$

Коэффициент К характеризует отклонения эффективной скорости от

максимального значения V_{max}, соответствующего направлению гравимагнитной слоистости пород.

Уравнение годографа в координатах время-база измерения будет

$$t_{x}v_{max} = \frac{\sqrt{L^{2} + (c^{2} - 1)[2h_{0}\sin\alpha + x\cos\alpha]^{2}} + \sqrt{L^{2} + (c^{2} - 1)[2h_{0}\sin\alpha - x\cos\alpha]^{2}}}{2} = \frac{L}{K}; \quad t_{x}v_{max} \cdot A = L = \sqrt{4h_{0}^{2} + x^{2}}.$$
42

Если среда изотропная, т. е. с=1, получим известное в сейсмологни уравнение годографа для горизонтальной отражающей границы изотропной среды [3]

$$t_x^2 v_{9\phi}^2 = 4h_0^2 + x^2; \quad v_{9\phi} = v_{max}; \quad K = 1$$

нлн

$$\frac{t_{x}^{2}}{(2h_{0}/v_{2\phi})^{2}} - \frac{x^{2}}{(2h_{0})^{2}} = 1.$$

Из уравнения (10) следует, что эффективная скорость при наличии в породе палеомагнитной слоистости будет функцией базы измерения x, азимута измерения D' и параметров древнего геомагнитного поля, т.е. возраста пород.



Рис. 2. Зависимость коэффициента стклонения К от отношения базы измерения (x) к глубине (h₀) отражающей границы. а-при D'-D=90°; б-D'-P=0°. Шифр кривых-магнитное наклонение ј в градусах.

На рис. 2 приведены значения К в зависимости от отношения базы измерения x к глубине h_0 и магнитного наклонения ј при двух частных случаях в направлении древнего магнитного поля D'=D (под углом D относительно современного магнитного поля N_{co}) и при D'=90+D, т. е. в направлении, перпендикулярном направлению древнего магнитного поля (под углом $D\pm90^\circ$ относительно современного магнитного поля). При расчетах коэффициент анизотропии принят i=1,1. Из расчетов следует, что эффективная скорость с увеличением базы изме-

рения может как увеличиваться, так и уменьшаться. Это зависит от азимута профиля наблюдения и магнизного наклонения ј. Если профиль проходит по направлению, перпендикулярному к древнему полю D'=D+90, то эффективная скорость по мере удаления от пункта взры ва будет увеличиваться. Относительный рост скорости с увеличением базы тем больше, чем больше магнитное наклонение древнего геомагнитного поля. Если профиль проходит по направлению древнего поля D'=D, то с увеличением базы измерения эффективная скорость увеличивается, если наклонение ј больше 47, и уменьшается, если ј<45°. $\Pi p_{\Pi} = 45$, $v_{*\phi} = const.$

Индикатрисы анизотроппи эффективной скорости в горизонтальной плоскости на различных базах измерения х приведены на рис. 3. На малых базах заметной анизотропии не наблюдается, тогда как с увеличением базы измерения рост и пропорционален величине магнитного наклонения. Интересен также гот факт, что чем меньше магнитное наклонение ј. т. с. чем древнее породы, тем больше проявляется анизотропия. При этом направление максимальной скорости в горизоптальной плоскости совпадает с направлением, которое перпендикулярно направлению древнего геомагнитного поля D'=D+90, если j < 45°. Важным обстоятельством, которое подлежит более детальному дальнейшему анализу, является тот факт, что при малых значениях ј. нндикатриса анизотропии в горизонтальной плоскости на больших базах приобретает форму овала Кассини с «талией». Если построить индикатрису с вычетом из значения Vэф в каждом направлении минимальное значение V: ф.min, то получим кривую в форме лемнискаты (рис .3б)



Рис. 3. Зависимость коэффициента отклонения К от азимута профиля набля дения при различных паклонениях гравимагнитной слонстости ј и базы измерения (h_o) при $\lambda = 1,1$ а-при $\frac{x}{n_0} = 0,72; \ 6 - \frac{x}{n_0} = 3,46.$ 1-значения К при J=const; 2-значения К при D = const; 3 – лемниската при ј = 20° (1/т графика). Шифр кривых – значения ј и D' - D в градусах.

Палеомагнитная слоистость может являться причиной расхождения значений глубины отражающей границы на разных базах измерения, если последняя рассчитывается при предположении некоего сред-слонстости, по отдельным участкам годографа, можно прийти к ошибочному выводу о наклоне отражающей границы. По мере удаления от пункта взрыва различне между истинным и расчетным значениями глубины h, уменьшается, если j < 45, и увеличивается, если j>45°. Аналогичное соотношение между базой измерения и расчетными значениями ho будет иметь место и при построении отражающей границы 44

на основе обратного годографа. Вблизи второго пункта взрыва ошибка в оценке h_0 будет максимальной, если ј>45°, и минимальной, при ј<45°. По мере приближения к первому пункту взрыва эта ошибка будет расти, если ј<45°, и увеличиваться, если ј>45°. Разница в оценке глубины для заданного интервала по прямому и обратному годографу будет функцией расстояния между пунктами взрывов.

Все закономерности, вытекающие из изменения азимута профиля наблюдения, при расчете эффективной скорости сохраняются и в отношении расчетов глубины залегания отражающей границы.

Наклонная граница. Предполагается, что азимут простирания наклонного пласта составляет 90° относительно азимута древнего геомагнитного поля на основе выявленной авторами закономерности ортогональности азимута простирания геологических структур направлению этого поля [1]. Расстояние от пункта взрыва до точки регистрации с учетом обозначений на рис. 1-II будет:

$$h_x = h_0 \cos\gamma; \tag{12}$$

$$L = \frac{1}{4h_x^2} - 4h_x x \sin x + x^2, \qquad (12')$$

где ү-условный угол наклона границы по направлению профиля наблюдения (рис. 1).

Из рис. 1-II-б следует $MK = OC_1$, OC = AB; $MO = C_1K$. Следовательно,

$$OC/(AC_1+C_1C_2) = tg\varphi; (OC-MO)/MK = tg\gamma; MO = C_1C_2 tg\varphi$$
$$AC_1 = OC_1 cos(D'-D); \quad \frac{(AC_1+C_1C_2)tg\varphi - C_1C_2 tg\varphi}{AC_1} cos(D'-D) = tg\gamma$$

$$tg_{i} = tg\varphi cos(D'-D).$$
 (13)

Эффективная скорость при тех же обозначениях равна:

$$v_{s\phi} = v_{max}K',$$

где

$$K' = \frac{L(2h_x + x\sin\gamma)}{h_x \sqrt{C^2 [2h_x \sin \alpha - x\cos(\alpha + \gamma)]^2 + [2h_x \cos \alpha + x\sin(\alpha + \gamma)]^2 + (14)^2}}$$

$$\frac{1}{+(h_x + x\sin\gamma)\sqrt{c^2 [2h_x \sin \alpha + x\cos(\alpha - \gamma)]^2 + [2h_x \cos \alpha - x\sin\alpha(\alpha - \gamma)]^2}}$$
(14)

Анализ уравнения (14) для частных случаев дает: 1. Для горизонтальной границы, принимая в уравнении (14) $\varphi = 0$, получим уравнение, совпадающее с (10). Пзвестно [3], что время t_0 в точке x = 0 должно состветствовать времени распространения средней волны на участке $h_x = h_0$

$$= t_0 v_m = h_0.$$

Если принять в уравнении (14) $x=0; \varphi = 0, D' = D,$ то получим

CO2

tga = tgj; c =
$$\lambda$$
;
 $t_0 = h_0 \frac{2\sqrt{\lambda^3 \sin^2 j + \cos^2 j}}{V_{max}}$.
Поскольку $V_m = \frac{V_{max}}{V_max}$, то

N V 2111

$$\frac{1}{2}t_0v_m = h_0,$$

Если $D = 90^{\circ}$, то

$$\alpha = 90^{\circ}; \quad \gamma = 0; \quad c^2 = \lambda^2 \sin^2 j + \cos^2 j.$$

Следовательно,

$$\frac{1}{2}\mathbf{t}_0\mathbf{v}_{\mathfrak{m}} == \mathbf{h}_0.$$

2. Если граница наклонена под углом с относительно горизонтальной плоскости, то для изотропной среды, принимая с = 1, получим известное уравнение для наклонного пласта [3]

$$t^2 v^2 = 4hx^2 + 2h_x x \sin\gamma + x^2$$

Анализ уравнения (14) также показывает, что и для наклонной границы имеет место зависимость V_{эф} от базы измерения и азимута профиля наблюдения. С увеличением базы измерения эффективная скорость закономерно увеличивается или уменьшается в зависимости от направления профиля и наклонения гравимагнитных слоев.

На рис. 4 приведены расчеты значения К' для частного случая: D'=D. /=1,1, v=10° при различных v. Как видно, с увеличением базы измерения коэффициент отклонения К' постепенно уменышается,

т. е. эффективная скорость уменышается. Так же, как и для горизонтальной границы, коэффициент отклонения уменьшается, если наблюдения ведутся по профилю, параллельному направлению древнего геомагнитного меридиана



Таким образом теоретический анализ показывает, что анизотропия скорости, обусловленная палеомагнитной слоистостью, может являться причиной зависимости эффективной скорости от базы измерения и от азимута профиля наблюдения.

Известно, что для структурных построений и пересчета временных разрезов в глубинные необходимо знать средние скорости. Как следует из уравнений (7) и (10), различие между V_{эф} и V_{ср} = V_{ви} зависит не только от сейсмогеологических характеристик среды, но и от азимута профиля наблюдения и базы измерения.

(15)

$$\frac{V_{\phi}}{V_{cp}} = \frac{V_{i}^{2} \sin^{2} j + \cos^{2} j}{K}$$

в случае горизоптальной границы;

$$\frac{V_{\varphi\varphi}}{V_{cp}} = \frac{V' \lambda^2 \sin^2 j + \cos^2 j}{K'}$$
(15')

в случае наклонной границы. Значения К и К¹ определяются уравненнями (11) и (14).

Таким образом при оценке v_{эф} и при переходе от v_{эф} к v_{ср} необходимо также учитывать зависимость v_{эф} от палеомагнитных характеристи среды.

Ереванский государственный университет

Поступила 28 ХП 1987.

47

2. 17. 11.4231.5

ԷՖԵԿՏԻՎ ԱՐԱԳՈՒԹՅԱՆ ԿԱԽՎԱԾՈՒԹՅՈՒՆԸ ՉԱՓՄԱՆ ԲԱԶԱՅԻՑ ՍԵՅՍՄԱՀԵՏԱԽՈՒԶՈՒԹՅԱՆ ՄԵՋ

Ամփոփում

Ապարներում Հնհամագնիսական շերտայնության առկայությունից հլնելով ցույց է տրվում էֆեկտիվ արագության կախվածությունը չափման բազայից և դիտարկվող կտրվածքի աղիմուտից սեյսմա Հետախուղության մեջ։ Ապարների գոյացման ընթացքում նրանց մեջ առաջանում են «շերտեր», որոնք պայմանավորված են ապարառաջացման ժամանակաշրջանի արտաքին մագնիսական դաշտի կողմնորոշիչ ազդեցությամբ։ Հետևաբար, այդ «շերտայնության» նկատմամբ ընկնող ալիքի ուղղությունը մի անկյուն կկազմի, որը կտարբերվի անդրադարձող ալիքի կազմած նման անկյունից։ Հաշվումներից հետևում է, որ չափման բազայի մեծացմանը զուգընթաց էֆեկտիվ արագությունը կարող է ինչպես մեծանալ, այնպես էլ նվաղել Դա կախված է դիտարկվող կտրվածքի աղիմուտից և մագնիսական Հակման անկյունից յ։

Հետաղոտությունները ցույց են տալիս ,որ փոքր բազաների դեպքում նկատելի անհամասեռություն չի դիավում, իսկ չափման բազայի մեծացման հետ էֆեկտիվ արագության ահը համեմտտական է մագնիսական հակման անկյանը։ Հետաքրքիր է նաև այն փաստը, որ ինչքան փոքր է j-ն, այսինքն որջան հին են ապարները, այնքան ավելի ուժեղ է արտահայտված անհամասեռությունը, ըստ որում, առավելագույն արագության ուղղությունը հորիզոնական հարթությունում համընկնում է այն ուղղության հետ, որն ուղղահայաց է հնադարյան մագնիսական դաշտի ուղղությանը $D = D + 90^\circ$, եթե 1 < 45° ւ

Հննամադնիսական շերտայնուԹյունը կարող և անդրադարձնող սահմանի խորուԹյան արժեքների միջև տարբերուԹյան պատճառ հանդիսանալ, որոնք ստացվում են չափման տարբեր բաղաներից էֆեկտիվ արագուԹյան ինչ-որ մի միջին արժեքի ենԹադրուԹյան դեպքում։ Երբ հաշվվում է և -ն առանց հնեամադնիսական շերտայնուԹյունը հաշվի առնելու գոդոգրաֆի առանձին տեղամասերում, ապա կարելի է պատ եզրակացուԹյան հանգել անդրադարձնող սահմանի ԹեքուԹյան մասին։ Պայթյունի կետից հեռացմանը գուգրնթաց և խորության իրական և Տաշվված արժեքների միջև եղած տարբերությունը ψπρημίατω ζ, μρε j<45 μ βλδιμίτατω μρε $]>45^\circ$:

Նման Տարաբերություններ չափման բաղայի և hy-ի հաշվված արժեքների միջև տեղի կունենան նաև Տակադարձ գողոգրաֆի Տիման վրա անդրաղարծնող սահմանի կառուցման ժամանակ։

Պայթյունի երկրորդ կետի մոտակայքում հ. -ի դնահատման սխալը կլինի առավելագույնն, եթե j>45° և նվաղագույնն՝ եթե j<45°, Պայթյունի առաջին կետին մոտենալուն զուգընթաց այդ սխալը կաճի, եթե 1 <45° և կնվաղի՝ hBL 1>45°:

խորության գնահատման տարբերությունը տվյալ միջակայքում ուղիղ և Տակաղարձ գողոգրաֆով ֆունկցիա կՏանդիսանա պայթյունի կետերի միջև Lywd Shawyapar Binibhy:

Նման օրինաչափություններ ստացված են նաև թեք անդրադարձող սահմանների դեպքում։

H. M. AVCHIAN

THE EFFECTIVE VELOCITY DEPENDENCE ON THE MEASUREMENT BASE DURING SEISMIC SURVEY

Abstract

From the position of the rocks paleomagnetic bedding it is shown the effective velocity dependence on both measurement base and observation profile azimuth during seismic survey.

During rock formation the "beds" form, stipulated by the orientational influence of the rock formation epoch external magnetic field. Consequently, the falling waves direction relatively to this _bedding" orientation will make some angle, which will differ from the same angle for the reflected waves. This anisotropy brings to a decrease or an increase of the velocity as moving off from the explosion source. Calculations have shown the reflecting boundary depth estimation error depends on the rocks anisotropy degree, which is stipulated by the paleomagnetic bedding, on the measurement base and on the observation profile azimuth. As moving off from the explosion source the difference between the depth both true and rated values decreases, if the magnetic inclination is lesser than 45° and it increases, if the magnetic inclination is greater than 45.

The effective velocity dependence on the base takes place for both horizontal and inclined reflection boundaries.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Авчян Г. М., Маркосян Г. В. Прогноз направления разрушения пород.- Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1987, т. ХІ, № 1. с. 63-66.
- 2. Авчян Г. М., Гентеман Л. Маркосян Г. В. Анизотропия упругих воли в горных породах.-Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XLI, № 3, с. 39-46.
- З Пузырев Н. Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных воли. М.: Гостоптехиздат, 1959, с. 451.
- 4. Авчян Г. М., Маркосян Г. Г., Оганесян С. Г.-Роль магнитного поля при осаждении частиц ДАН АрмССР, 1988, т. 87, № 2, с. 79-84.
- 5 Савич А. И. Исследование физико-механических свойств горных пород на разных масштабных уровнях — Прогноз землетрясений. 1983, № 4, с. 273-288. 6. Челидзе Т. Л., Черголешивили Т. Т., Манджгаладзе П. В. Исследование упругих свойств рыхлосвязанных слоистых сред и фрактальная механика.-Геофизический журнал, 1987, т. 9, № 2, с. 35-30