

ИЗУЧЕНИЕ АНИЗОТРОПИИ ВЧР НА ПОЛИГОНЕ КЛЮЧИ МЕТОДОМ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН

Сергей Владимирович Яскевич

ИЗК СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, к.ф.-м.н., старший научный сотрудник, e-mail: YaskevichSV@ipgg.sbras.ru; Новосибирский государственный университет, 630090, Россия, г. Новосибирск, ул. Пирогова 2, старший преподаватель кафедры геофизики.

Дергач Петр Александрович

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Россия, г. Новосибирск, пр. Академика Коптюга 3., научный сотрудник, e-mail: DergachPA@ipgg.sbras.ru

Чернышов Глеб Станиславович

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Россия, г. Новосибирск, пр. Академика Коптюга 3., младший научный сотрудник, e-mail: ChernishevGS@ipgg.sbras.ru

Карпухин Виктор Иванович

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Россия, г. Новосибирск, пр. Академика Коптюга 3., лаборант, e-mail: Karpukhinvi@ipgg.sbras.ru

Дучков Антон Альбертович

Новосибирский государственный университет, 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова 2, доцент, e-mail: DuchkovaA@ipgg.sbras.ru

Метод преломленных волн часто используется при малоуглубинных исследованиях. При этом, часто используется достаточно ограниченная система наблюдений в виде однонаправленных профилей. В нашей работе мы выбрали объект исследования с известной анизотропией верхней частью разреза в районе полигона ключи. Результаты метода преломленных волн предположительно показывают анизотропию одного из слоев среды, азимутальная анизотропия которого приводила к тому, что преломление на его кровле перестает проявляться в первых вступлениях, для направления профиля вдоль оси симметрии НТИ слоя среды.

Ключевые слова: анизотропия, обработка данных, скоростная модель, преломленные волны

STUDY OF NEAR-SURFACE ANISOTROPY FOR THE KLUCHI CITE BY REFRACTED WAVES SUTVEYING

Sergey V. Yaskevich

IEC SB RAS, 664033, Russia, Irkutsk, 3, 128 Lermontova St. 128., PhD, Senior Researcher, e-mail: YaskevichSV@ipgg.sbras.ru; Novosibirsk State University, 630090, Russia, Novosibirsk, Pirogova st. 2, Senior Teacher.

Petr A. Dergach

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, 3, Akademika Koptyuga Ave., Novosibirsk, 630090, Russia, Researcher: DergachPA@ipgg.sbras.ru

Gleb S. Chernyshov

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, 3, Akademika Koptyuga Ave., Novosibirsk, 630090, Russia, Researcher, e-mail: ChernishevGS@ipgg.sbras.ru

Viktor I. Karpukhin

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, 3, Akademika Koptyuga Ave., Novosibirsk, 630090, Russia, Assistant, e-mail: Karpukhinvi@ipgg.sbras.ru

Anton A. Duchkov

Novosibirsk State University, 630090, Russia, Novosibirsk, Pirogova st. 2, Associate Professor, e-mail: duchkovaa@ipgg.sbras.ru

Refracted waves are often used in near-surface exploration. A limited observation system in the form of unidirectional profiles is often used. In our work, we selected an object with a known anisotropic upper part of the cross-section. The results of refracted waves processing show the anisotropy of one of the layers of the medium, the azimuthal anisotropy of which led to the observation that the refraction on its top ceases from the first arrivals, for the direction of the profile aligned with the axis of symmetry of the azimuthally anisotropic layer.

Keywords: microseismic monitoring, data processing, absolute time, velocity model

Введение

В нашей работе верхняя часть разреза (ВЧР) Земли изучается с помощью преломленных волн. Метод преломленных волн подробно описан в (Palmer, 1980) [1], он основан на том, что сейсмическая волна, распространяясь из слоя с меньшей скоростью в слой с более высокой скоростью при критическом падении начинает распространяться вблизи границы со скоростью более высокоскоростного слоя. Успешное применение метода основано на наблюдении, что скорость продольных волн часто растет с глубиной, иногда этот рост представлен резкими скачками на границах между слоями. Большое количество методов обработки основаны на определении времен вступлений волн. Здесь используются две основные концепции: томографические алгоритмы (Zhang and Toksöz, 1998) [3] и метод t_0' Hagedoorn (1959) [4], а также его расширенная версия GRM (Palmer, 1980)[2]. Некоторые подходы предполагают использование GRM для построения начальной скоростной модели, а затем применяется томография на рефрагированных волнах (Palmer, 2015) [5].

Чаще всего при использовании метода преломленных волн среда считается изотропной или VTI. Самой ранней статьей, рассматривающей анизотропию ВЧР, была статья Helbig (1964) [6], в которой использовался графический подход, чтобы показать влияние анизотропии на результаты обработки го профиля. Азимутальная сейсмическая анизотропия также учитывалась при исследованиях глубинного строения Земли (мантии) (Shearer and Orcutt, 1986) [7]. Leslie and Lawton (1999) [8] показывают, что метод t_0' может быть использован для измерения азимутальной анизотропии скоростей продольных волн. Для нефтегазоносных пластов преломленные волны оказались также информативными при прогнозировании ориентации трещин, когда пласт-коллектор представлен

высокоскоростным слоем (Tura et al., 2015) [9]. Азимутальное исследование с использованием преломленных волн также проводится для образцов в рамках физического эксперимента (Tseng et al., 2018) [10].

В случае определенного отношения скоростей Р-волн в слоистых средах может случиться, что в направлении высокой скорости Р-волны в нижнем (азимутально-анизотропном) слое, в данных наблюдается преломленная волна, в то время как в направлении низкой скорости Р-волны она не наблюдается (потому что контраст скорости с верхним слоем становится небольшим). В этой статье мы предоставляем результаты моделирования, которые показывают возможность такого поведения и представляем результаты полевых наблюдений, которые мы пытаемся этим объяснить.

Метод

Наша работа подразделяется на две части: моделирование и обработка полевых данных. При моделировании времена пробега рассчитываются с использованием двухточечного алгоритма трассировки лучей, учитывающего анизотропию среды. Обсуждение метода можно найти в (Cerveny, 2005) [11]. В нашей статье при работе с реальными данными используются два метода обработки: обычный метод t_0' Nagedoorn (1959) [4]; 2D томография (Кулаков и др., 2010)[12]. Для томографии мы рассчитали времена прихода головных волн для модели с реальной топографией эксперимента. Для тестирования метода «Плюс-Минус» на модельных анизотропных данных мы рассчитывали синтетику без топографии (чтобы избежать связанные с топографией неправильные интерпретации томографов волн).

Результаты обработки полевых данных

Исследуемый район характеризуется крутопадающими сланцами в непосредственной близости к поверхности наблюдений. В качестве априорной информации о скоростном разрезе были использованы результаты вертикального сейсмического профилирования, полученные в соседней скважине (300 м к северу от исследуемой территории). Результаты ВСП показывают многослойную скоростную модель с двумя выдержанными по скорости слоями в верхней части разреза со скоростями Р-волн около 3 и 5 км/с. Было обнаружено, что верхний из этих двух слоев обладает существенной сейсмической анизотропией. Таким образом, как априорную информацию мы можем использовать данные об азимутальной анизотропии для слоя 3 км / с.

Система наблюдений показана на рис. 1, наблюдаемая асимметрия вызвана особенностями локального рельефа, но мы попытались предоставить самые длинные профили, которые возможны на данном участке.

Результаты обработки полевых данных для профилей 1 и 3 (см. Рис. 1) показаны на рис. 2. В дополнение к высокоскоростным слоям (которые выделяются на ВСП) выделяются еще 2 вышележащих слоя со скоростями продольных волн 0.4 и 1.7 км/с, которые мы ассоциируем с грунтом, ненасыщенным и

насыщенным водой. Для преломления от кровли слоя 1.7 км/с в точке пересечения профилей наблюдаются одинаковые определяемые глубины границ и близкие скорости для всех профилей. Следующие границы, наблюдаемые для профилей 1 и 3, по нашему мнению, происходят от преломлений на границах разных слоев. Для профиля 3 по второй головной волне определяется скорость около 4.7 км/с, а для профиля 1 скорость по второй головной волне около 3 км/с. Соответственно для профиля 1 мы предполагаем, что найденная граница отвечает кровле 3-го слоя (3 км/с), для профиля 3 - вторая найденная граница, отвечает кровле 4-го слоя (5 км/с). При этом кровля (3 км/с) слоя пропускается, так как направление профиля 3 близко к направлению оси симметрии скорость продольной волны за счет азимутальной анизотропии снижается, и приближается к скорости перекрывающей толщи. Для профиля 3 кровля 4 слоя недостаточно глубока, однако это объяснить неверной оценкой глубины, связанной с пропущенным 3-м слоем.



Рис. 1 Схематическая геометрия системы наблюдений: маркеры в форме флажков обозначают пунктам ПВ (L1 для профиля 1, L3 для профиля 3). Черная стрелка показывает направление – ортогональное направлению быстрой поперечной волны из ВСП.

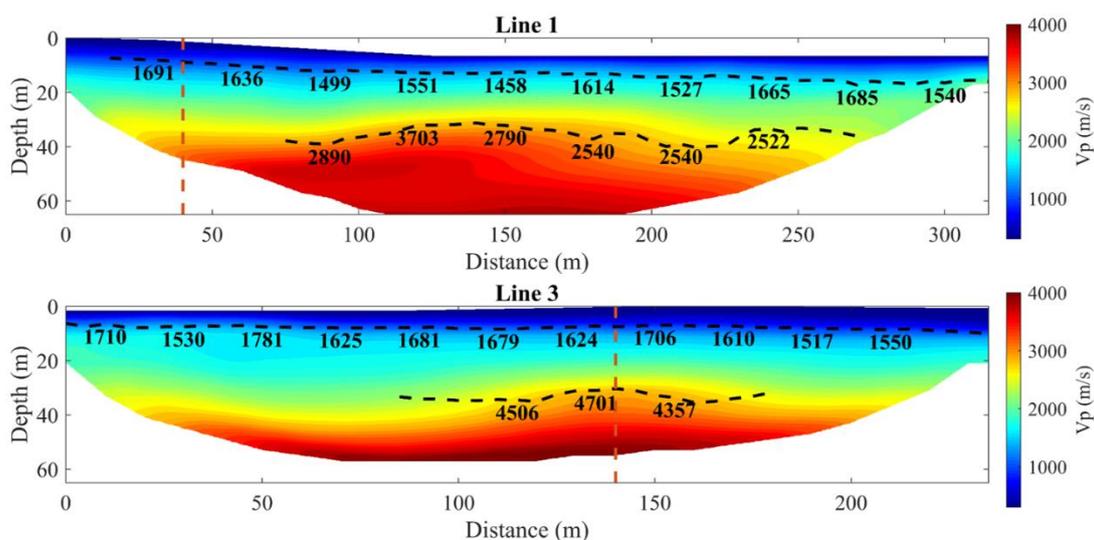


Рис. 2 Скоростные модели, полученные по полевым данным для профилей 1, 3. Штриховые линии и соответствующие скорости показывают границы, полученные методом t_0' . Вертикальная пунктирная линия показывает точку, в которой профили 1 и 3 пересекаются.

Другое объяснение может заключаться в том, что наблюдаемая граница отмечает кровлю одного и того же слоя для профилей 1-3, а направление высокой скорости будет близко к направлению профиля 1, это объяснение не поддерживается ни данными ВСП ни данными вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ), из-за этого – мы это объяснение отклоняем. Далее мы проверяем основную интерпретацию с использованием синтетических времен пробега.

Результаты обработки синтетических данных

Здесь мы рассмотрели четырехслойную модель для расчета синтетики, основным критерием для модели было соответствие данным ВСП и наблюдаемым сейсмическим данным. 1-й слой соответствует мягким осадкам с $V_P = 0.3$ км/с, второй слой соответствует водонасыщенным изотропным осадкам с $V_P = 1.7$ км/с, третий слой считается сильно анизотропным (НТИ) с $V_{P0} = 2.2$ км/с (скорость Р-волны вдоль оси симметрии), $\epsilon = 0.5$ (что соответственно приведет к скорости продольной волны 3.3 км/с в плоскости симметрии), $\delta = 0.0$. Такая сильная анизотропия возможна для сланцев (Vernik and Liu, 1997; Yaskevich et al., 2015) [12, 13], азимут оси симметрии составляет 120° (от оси X, что также соответствует наблюдениям ВСП), четвертый слой изотропен с $V_P = 4.6$ км/с. Мощности 1 - 3 слоев составляют 7.5, и 25 метров соответственно, 4-й слой имеет бесконечную мощность. Границы между слоями модели являются плоскими.

Синтетические времена пробега (соответствующие головным волнам) показаны на рис. 3 Одно существенное различие очевидно: в направлении профиля 1 наблюдаются три головные волны, а в направлении профиля 3 - только две преломленные волны могут быть интерпретированы из анализа годографа первых вступлений (см. рис. 3). Результаты обработки методом t_0' для обеих линий показаны на

рис. 3: 1-я граница на различных профилях совпадает, небольшая кривизна, которую мы связываем с неправильной интерпретацией годографа первых вступлений в нескольких точках. Глубина второй границы определяется для профиля 1, ее глубина оказалась на 5 м глубже, чем она задается в модели. Мы связываем это с определенной геометрией лучей, вызванной азимутальной анизотропией модели. Лучи для предложенной модели не находятся в вертикальной плоскости, а значительно выходят из нее (см. Рис. 3). Первые вступления для профиля 3 не позволяют получить геометрию второй границы из-за низкоскоростного контраста в направлении оси симметрии слоя НТІ (2.2 км/с против 1.7 км/с) и раннего выхода головной волны от преломления на 3 границе в первые вступления (сразу после 1-й головной волны). Так как мы знаем правильную интерпретацию волн, на рис. 3 нет пунктирной желтой линии, и вторая головная волна была правильно интерпретирована как преломление на кровле 4-го слоя. Глубина 3-й границы в этом случае существенно недооценивается, и эта проблема, по-видимому, является обычной для традиционных методов, когда в данных отсутствует одна из преломленных волн. В противном случае - если мы не используем наши знания о модели (что является нормальным при обработке полевых данных), эта граница (фиолетовая на рис. 3) становится второй границей модели (желтая). В этом случае глубина второй границы становится значительно завышенной (на 20 м глубже чем есть). Таким образом, нам кажется, что результаты обработки синтетических данных частично подтверждают нашу интерпретацию полевого эксперимента.

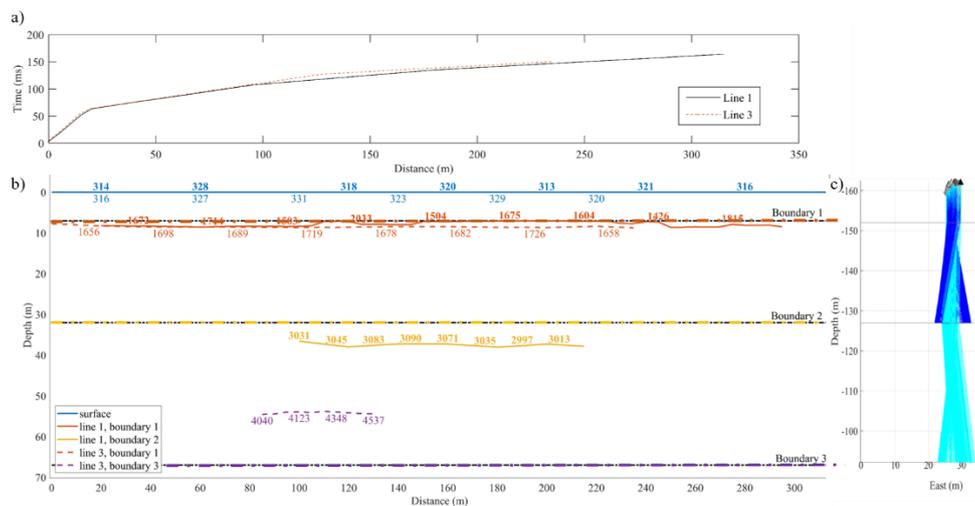


Рис. 3. На рисунке **a)** показаны первые вступления для линий 1 и 3. На рисунке **b)** показаны скоростные модели, полученные по синтетическим данным с помощью метода «Плюс-минус» (линия 1 и линия 3), и геометрия лучей для 2-й и 3-й границ (рисунок **c)**. Сплошные линии соответствуют результатам для профиля 1, пунктирные линии – для профиля 3. Штрих-пунктирные линии соответствуют реальной геометрии границ. Справа показана проекция лучей для Линии 3 на вертикальную плоскость Восток-Глубина, лучи для головной границы от 2 границы показаны синим цветом, а для границы 3 показаны голубым цветом

Выводы

Методы, основанные на обработке преломленных волн, часто используются для изучения строения верхней части разреза. Известно, что они обладают неопределенностями для оценки геометрии и свойств неоднородных сред, обратная задача имеет существенную неединственность. Анизотропия редко рассматривается как источник этой неединственности. В нашей работе мы показываем, что азимутальная анизотропия модели может влиять на обработку и интерпретацию полевых данных преломленных волн. При обработке синтетических данных мы показываем, что азимутальная анизотропия может привести к недооценке или завышению глубины границ. Таким образом, мы предполагаем, что в районах, где известна анизотропия, определенные глубины должны быть проверены с различными по азимуту профилями.

Неоднозначность достигнутых результатов также может быть уменьшена за счет использования поперечных волн и, в частности, анализа расщепления поперечных волн - мы планируем продолжить наши работы в том же месте с инициированием поперечных волн и записями ЗС.

Работа частично поддержана проектом фундаментальных исследований 0331-2019-0009.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Cerveny V. Seismic ray theory. Cambridge university press. – 2005.
2. Hagedoorn J. The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections // Geophysical prospecting – 1959. – 7(2). – P.58–182.
3. Helbig K. Refraction seismics with an anisotropic overburden: a graphical method of interpretation // Geophysical Prospecting. – 1964. – 12(4). – P.383–396.
4. Koulakov I., Stupina T., Kopp H. Creating realistic models based on combined forward modeling and tomographic inversion of seismic profiling data // Geophysics. – 2010. – 75(3). – B115–B136.
5. Leslie J.M., Lawton D.C. A refraction-seismic field study to determine the anisotropic parameters of shales // Geophysics. – 1999. – 64(4). – P.1247–1252.
6. Palmer D. The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. – Society of Exploration Geophysicists. – 1980.
7. Palmer D. Is accuracy more important than precision in near-surface refraction seismology? // Near Surface Geophysics. – 2015. – 13(1). – P.1–18.
8. Shearer P., Orcutt J. Compressional and shear wave anisotropy in the oceanic lithosphere-the Ngendei seismic refraction experiment // Geophysical Journal International. – 1986. – 87(3). – P.967–1003.
9. Tseng C., Chang Y., Liu J., Lin C. A multiazimuth seismic refraction study for a horizontal transverse isotropic medium: physical modelling results. Geophysical Prospecting // 2018. – 66(1). – P.13–25.
10. Tura A., Kazinnik R., Tao Y., Betterly S. A refraction method to detect reservoir velocity and anisotropy // The Leading Edge. – 2015. – 34(5). – P.548–552.
11. Vernik L., Liu X. Velocity anisotropy in shales: A petrophysical study // Geophysics. – 1997. – 62(2). – P.521–532.
12. Yaskevich S., Grechka V.Y., Duchkov A. Processing microseismic monitoring data, considering seismic anisotropy of rocks // Journal of Mining Science. – 2015. – 51(3). – P.477–486.

13. Zhang J., Toksöz M.N. Nonlinear refraction travelttime tomography // *Geophysics*. – 1998. – 63(5). – P.1726–1737.

REFERENCES

1. Cerveny V. *Seismic ray theory*. Cambridge university press. – 2005.
2. Hagedoorn J. The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections. – *Geophysical prospecting* // 1959. – 7(2). – P.58–182.
3. Helbig K. Refraction seismics with an anisotropic overburden: a graphical method of interpretation // *Geophysical Prospecting*. – 1964. – 12(4). – P.383–396.
4. Koulakov I., Stupina T., Kopp H. Creating realistic models based on combined forward modeling and tomographic inversion of seismic profiling data // *Geophysics*. – 2010. – 75(3). – B115–B136.
5. Leslie J.M., Lawton D.C. A refraction-seismic field study to determine the anisotropic parameters of shales // *Geophysics*. – 1999. – 64(4). – P.1247–1252.
6. Palmer D. The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. – Society of Exploration Geophysicists. – 1980.
7. Palmer D. Is accuracy more important than precision in near-surface refraction seismology? // *Near Surface Geophysics*. – 2015. – 13(1). – P.1–18.
8. Shearer P., Orcutt J. Compressional and shear wave anisotropy in the oceanic lithosphere—the Ngendei seismic refraction experiment // *Geophysical Journal International*. – 1986. – 87(3). – P.967–1003.
9. Tseng C., Chang Y., Liu J., Lin C. A multiazimuth seismic refraction study for a horizontal transverse isotropic medium: physical modelling results // *Geophysical Prospecting*. – 2018. – 66(1). – P.13–25.
10. Tura A., Kazinnik R., Tao Y., Betterly S. A refraction method to detect reservoir velocity and anisotropy // *The Leading Edge*. – 2015. – 34(5). – P.548–552.
11. Vernik L., Liu X. Velocity anisotropy in shales: A petrophysical study // *Geophysics*. – 1997. – 62(2). – P.521–532.
12. Yaskovich S., Grechka V.Y., Duchkov A. Processing microseismic monitoring data, considering seismic anisotropy of rocks // *Journal of Mining Science*. – 2015. – 51(3). – P.477–486.
13. Zhang J., Toksöz M.N. Nonlinear refraction travelttime tomography // *Geophysics*. – 1998. – 63(5). – P.1726–1737.

© С. В. Яскевич, П. А. Дергач, Г. С. Чернышов, В. И. Карпухин, А. А. Дучков, 2021