

مقدمة عامة: ما هي الجيوفيزياء؟

الجيوفيزياء من الاسم تعني تطبيق علوم الفيزياء والرياضيات لدراسة الأرض والقمر والكواكب والكون، وتقسم إلى:
١- جيوفيزياء الأرض أو الغلاف الصلب: Solid Earth Geophysics: استخدام الفيزياء لدراسة باطن الأرض من السطح حتى النواة .

٢- الجيوفيزياء العامة أو الصرفة: Pure or General Geophysics : وتهتم بالحقول الطبيعية على نطاق الكرة الأرضية ونشوء وتركيب الأرض وعلاقته بالمجموعة الشمسية.(الحقل الجاذبي والمغناطيسي الأرضي والنشاط الزلزالي والتيارات الكهربائية الأرضيةألخ).

٣- الجيوفيزياء التطبيقية Applied Geophysics :

دراسة القشرة الأرضية والقسم السطحي منها بهدف البحث عن الثروات الباطنية (بترو، خامات مفيدة، مياه جوفية) ونذكر منها :

Gravidity Methods

١ - الطرائق الجاذبية

Geomagnetic Methods

٢- الطرائق المغناطيسية

Seismic Methods

٣- الطرائق السيزمية

Resistivity Methods

٤- الطرائق الجيوكهربائية

Electromagnetic Methods

٥- الطرائق الكهرامغناطيسية

Georadar Methods

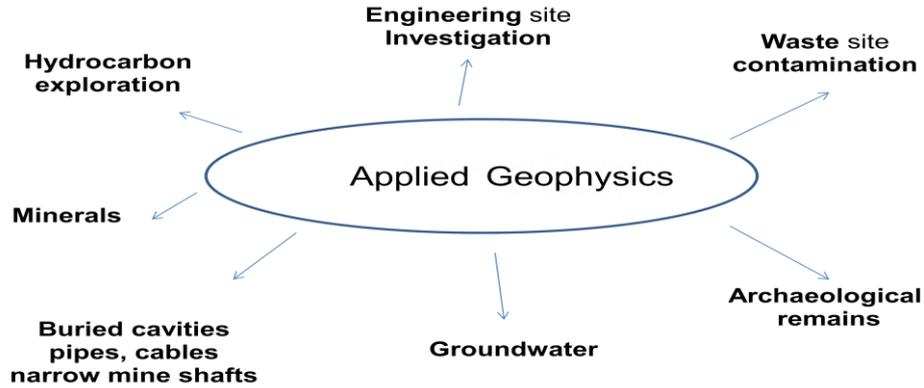
٦- الطرائق الجيورادارية

Geothermic Methods

٧- الطرائق الحرارية

Radiometric Methods

٨- الطرائق الإشعاعية



Applied Geophysics

إذا الجيوفيزياء: هي تطبيق للنظريات الفيزيائية والرياضيات في مجال الجيولوجيا و تنفيذ القياسات الجيوفيزيائية لاكتشاف الخصائص الفيزيائية للطبقات، وترجمتها إلى معلومات جيولوجية .

لماذا الجيوفيزياء: العديد من المشاريع سواء كانت هندسية، بيئية، أثرية أو مائية تتطلب معرفة دقيقة للظروف التحت سطحية مثل عمق سطح الصخر الأساس و حالته ومعرفة الوضع الجيولوجي مثل معرفة أماكن تواجد الصدوع والطبقات الضعيفة والكهوف الكارستية و الحفر الإنهدامية، جميع هذه المعلومات تقلل من المخاطر و التكلفة الإضافية المترتبة على المشروع.

كما و يجب اختيار مواقع رمي و طمر النفايات بأشكالها بحيث يكون الموقع معزول عن الطبقات التحت سطحية لضمان عدم وصول التلوث لها و بالتالي تلوث المياه الجوفية.

كما وأن استخدام الطرائق الجيوفيزيائية في التنقيب عن الآثار تساعد على اختصار الزمن وتقليل الكلفة .

ويتم استخدام هذه الطرائق في المواضيع التالية:

A- الدراسات الاستكشافية B- الدراسات البيئية C- الدراسات الأثرية D- الدراسات المائية E- الدراسات الهندسية

A- استخدام الجيوفيزياء في الدراسات الاستكشافية:

1. تستخدم في الكشف عن مصائد النفط و الغاز.
2. تستخدم في تحديد أبعاد و أعماق الخزان النفطي.
3. تستخدم في الكشف عن الخامات المعدنية .
4. تستخدم في الكشف عن مصادر الطاقة الحرارية .
5. تستخدم في الكشف عن المواد المشعة.

B- استخدام الجيوفيزياء في الدراسات البيئية

1. تستخدم في الكشف عن الخزانات المدفونة (Underground Storage Tank UST) و الذخائر غير المنفجرة (Unexploded Ordnance UXO) و المدفونة تحت سطح الأرض.
2. تستخدم في تحديد القنوات و الخنادق تحت الأرض.
3. تستخدم في رسم حدود و سماكة النفايات المدفونة.
4. تستخدم في تحديد أعماق المياه الملوثة و تقدير اتجاه انتقالها.
5. تستخدم في تحديد مكان نظام التلوث، التسريب من أنابيب التصريف أو من أية قنوات أخرى.
6. تستخدم في تحديد أماكن تواجد الحفر و الفراغات و الفجوات (Sink Holes) و امتدادها. الإندامية
- 7- تحديد أماكن الكهوف و المغاور

C- استخدام الجيوفيزياء في الدراسات الأثرية

1. تستخدم في الكشف عن المواد المعدنية.
2. تستخدم في الكشف عن المواد و الأواني الفخارية.
3. تستخدم في الكشف و تحديد أماكن تواجد الجدران المطمورة تحت الأرض.

D- استخدام الجيوفيزياء في الدراسات المائية

1. تستخدم في تحديد أعماق الصخر الأساس.
2. تستخدم في تحديد عمق سطح المياه الجوفية و تحديد نوعيتها عذبة أو مالحة.
3. تستخدم في تحديد سماكة الغطاء الرسوبي فوق الصخر الأساس.
4. تستخدم في تحديد أماكن الكسور و المناطق التي تعرضت للتجوية في الصخر الأساس.
5. تستخدم في تحديد سماكة الغطاء المشبع فوق الخزان المائي.
6. تستخدم في تحديد عمق و استمرارية الطبقات الطينية.
7. تستخدم في تحديد أماكن اجتياح المياه الملحية و تحديد أماكن التقاء المياه المالحة و العذبة.

E- استخدام الجيوفيزياء في الدراسات الجيوتقنية و الهندسية

الاختبارات الغير تدميرية Non-Destructive Testing

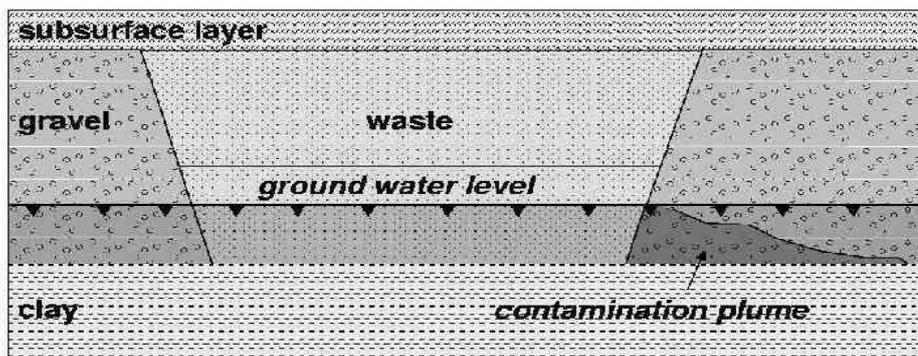
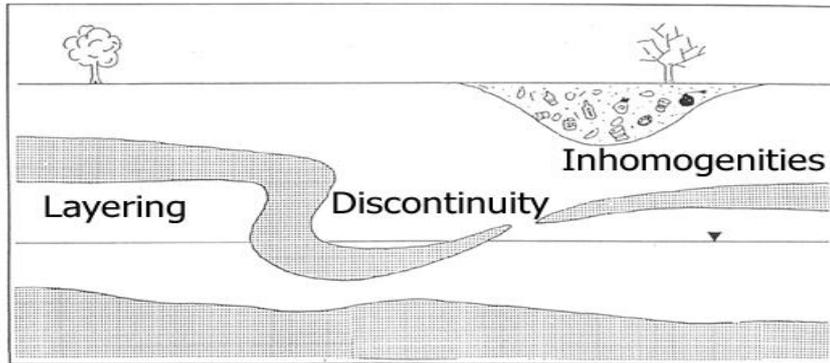
1. تستخدم في الكشف عن القضبان الحديدية و الأنابيب ضمن الخرسانة.
2. تستخدم في الكشف عن الشقوق و أماكن الفراغات و أماكن التسريب المائي ضمن الخرسانة.
3. تستخدم في تحديد سمك الإسفلت على طول الطريق.
4. تستخدم في تحديد سمك الفرش أسفل الإسفلت على طول الطريق.
5. تستخدم في تحديد أماكن تواجد الطين (Clay) و تحديد أماكن الفجوات على طول الطريق و الذي يؤدي تواجدها مع الزمن إلى الانتفاخ، الهبوط و التموج.

٦. تستخدم في تحديد عمق سطح الصخر الأساس و تحديد إذا ما كان يحتوي على فجوات أو كسور.
 ٧. الكشف عن المرافق القديمة و المدفونة و تحديد أبعادها و عمقها.
 ٨. تحديد أماكن الفجوات التي قد تحدث عند تركيب الأنابيب و تحديد أماكن التسريب.
 ٩. تحديد أماكن تواجد الحفر الإنهدامية و تحديد امتدادها.
 ١٠. تحديد و مراقبة تطور الفجوات في أجسام السدود.
 ١١. الكشف و تحديد أماكن تواجد الصدوع و امتداداتها.
 ١٢. دراسة تأثير الموقع على المبنى باستخدام الأمواج الزلزالية الطبيعية.
- التطبيقات الجيوفيزيائية البيئية والهندسية وأهدافها**

مجال أعماق الأعمال الجيوفيزيائية البيئية والهندسية هو لا يزيد عن ١٥٠ متر أي بحدود ١٠٠-١٥٠ متر على الأكثر تحت سطح الأرض.

الجيوفيزياء الهندسية والبيئية: تستخدم الطرائق الجيوفيزيائية البيئية للكشف عن الظواهر الفيزيائية والكيميائية بالقرب من سطح الأرض نذكر منها:

- ١- البحث عن أماكن النفايات المطمورة.
- ٢- مواقع وأماكن التلوث.
- ٣- حديد الليتولوجيا (طبيعة و عدد الطبقات المدروسة): استكشاف المياه الجوفية وتحديد الليتولوجيا من رمل ، حصى، غضار، تجمع حصوي.
- ٤- تحديد الفوالق والشقوق و الانقطاعات: وهذا هام لتحديد مسارات التلوث المحتملة ضمن الأرض.
- ٥- البحث عن مواقع تلوث النفايات ، واكتشاف الأنابيب، الخزانات أو الأحواض، والترب الملوثة. رواسب النفايات المطمورة تشكل مسألة بيئية هامة. حيث في السنوات الخمسين الأخيرة هناك الكثير من الحفر الحصوية الصغيرة ملئت بالنفايات المنزلية وحطام الأبنية وأنواع مختلفة من الملوثات الصناعية الخطيرة. وهناك الكثير من الأماكن المملوءة بالنفايات تشكل خطر ولا يوجد أسلوب بالسيطرة عليه وان وجد غير موثق أولا توجد معلومات كافية عنه.
- ٦- الخطر البيئي الأكبر هو تلوث منابع المياه الجوفية.



الخصائص الفيزيائية المطلوبة

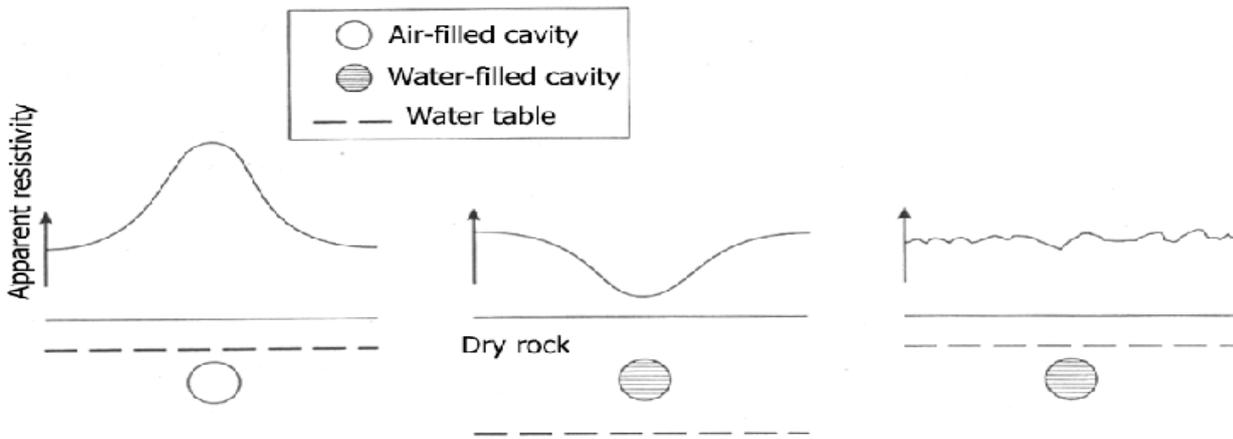
إن الخصائص الفيزيائية المطلوبة دراستها متغيرة حسب الطرائق المستخدمة. كل الطرائق الجيوفيزيائية تعتمد على تمايز الخصائص الفيزيائية بين الهدف المطلوب دراسته والطبيعة الجيولوجية المحيطة به. أي أن الطرائق الجيوفيزيائية التطبيقية تهتم بالشواذ المحلية الناتجة عن عدم تجانس محلي لطبقات الأرض.

وهذا يقتضي بأن الخصائص الفيزيائية تحدد الطريقة الجيوفيزيائية أو التقنية الجيوفيزيائية التي يجب استعمالها. كما أن التفسيرات الجيوفيزيائية يجب إن تتكامل مع المعلومات الجيولوجية الجيوهندسية والمدنية والهيدروجيولوجية

Basis of geophysical exploration methods

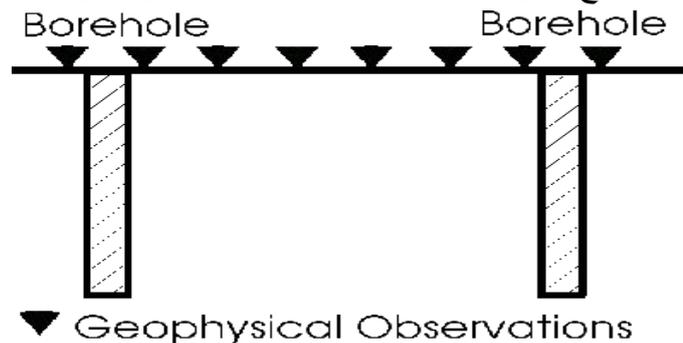
Method	Basic Physical Property
Dc-resistivity	resistivity
Electromagnetics	resistivity
Georadar	dielectric constant
Seismics	elastic constants, density
Magnetics	magnetic susceptibility
Gravity	density
Spontaneous Polarization (SP)	oxidation potential, hydrogen concentration
Induced Polarization (IP)	electrochemical properties electronically conducting particles in rock pores

تمييز الخصائص الفيزيائية لحالات جيولوجية



الآبار والمراقبة الجيوفيزيائية

يجب تحديد موقع البئر بعناية. كما يجب إجراء التفسيرات وتحديد البنية والطبيعة الجيولوجية بين الآبار



التعاون بين الجيوفيزيائي و المهندس

- يجب أن يكون هناك فهم متبادل بين الجيوفيزيائي والمهندس المعني لحل المسائل العلمية المطلوبة.
 - وذلك بسبب الاعتبارات المختلفة للنتائج الجيوفيزيائية.
 - أما المهندس: يعتبر كل رقم نتيجة مطلقة.
 - أما الجيوفيزيائي: فان تفسير المعطيات الجيوفيزيائية هو نسبي لأنه مبني على المعلومات والعلاقات الرياضية والفيزيائية.
- المفاهيم الأساسية للقياسات الجيوفيزيائية
- الطرائق الجيوفيزيائية هي استجابة للخصائص الفيزيائية للطبقات التحت سطحية (صخور ، رسوبيات، مياه، فراغات، ألخ).

الطرائق الجيوفيزيائية

الطرائق السلبية

مراقبة وتسجيل الحقل الطبيعي

(مثال حقل الجاذبية الأرضية والحقل المغناطيسي والكمون الطبيعي)

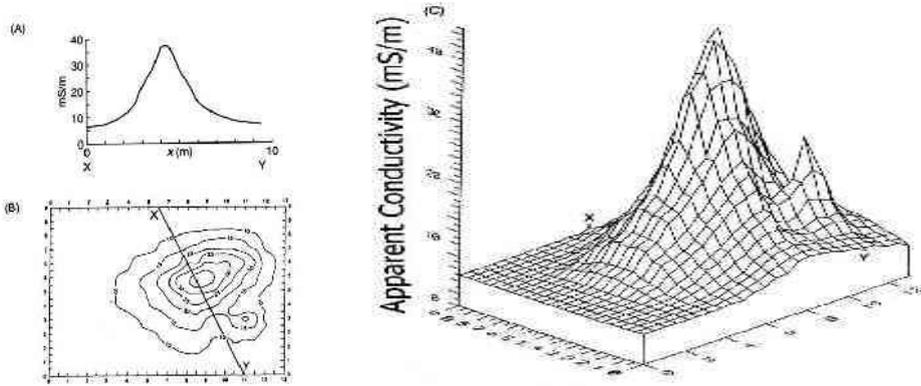
الطرائق الايجابية

توليد إشارة صناعية إلى باطن الأرض

(مثال الطرائق السيزمية)

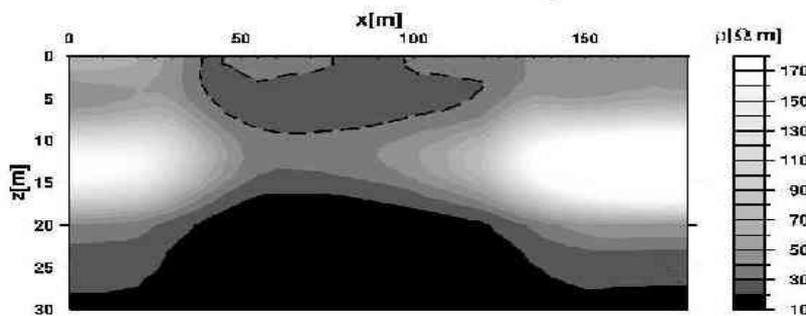
تنظيم القياسات والأعمال الحقلية

القياسات يمكن أن تكون على طول بروفيلات (خطوط قياس) يمكن تحديدها حسب الحالة والوضع الجيولوجي والطبغرافي. ويمكن أن ننشر الخطوط على شكل مساحي على كامل منطقة الدراسة أو جزء منها (أي على شكل رقعة قياس). بالنتيجة دراسة التغيرات الفيزيائية على طول خط القياس أو على مساحة المنطقة المدروسة.



القياس على طول البروفيل بشكل دقيق وتحديد المتغيرات الفيزيائية لهذا البروفيل مع العمق.

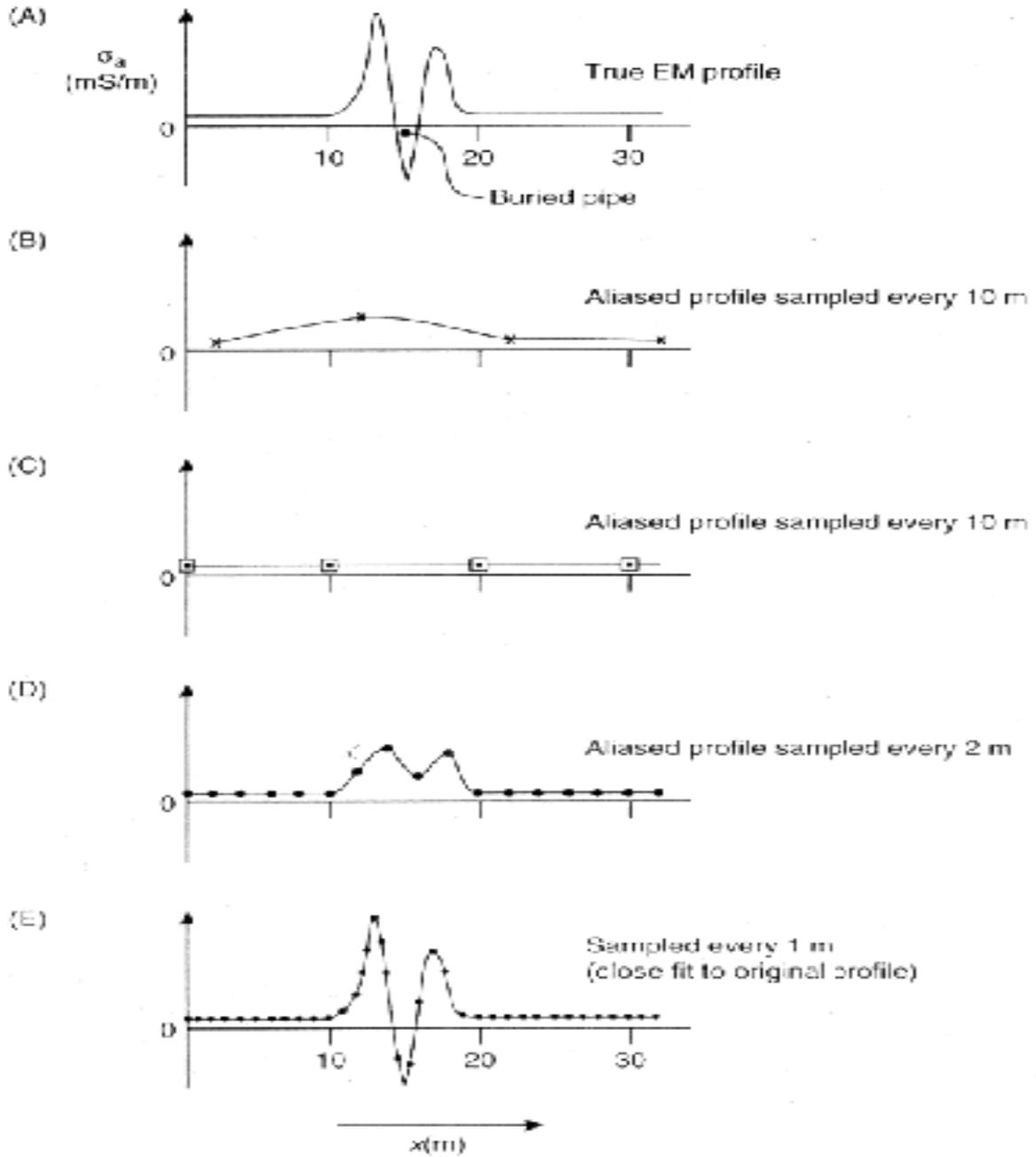
2D-Joint-Inversion, Brauweiler, y=95m



الشكل يبين قياس المقاومة الكهربائية

اختيار المسافة الأمثل أثناء عملية للمسح

يجب اختيار وتحديد اتجاه المسح. من الضروري اختيار المسافة الصحيحة بين نقاط المسح أو الرصد. تسجيل الكثير من المعلومات على طول البروفيل ربما ضياع للوقت والمال. وتسجيل القليل منه غير مفيد.



مثال عن اختيار مسافات مختلفة وتأثيرها على التسجيلات

أولاً نظرية المرونة

الخصائص الفيزيائية المرورية للصخور

طرائق المسح والتنقيب السيزمي هي إحدى الطرائق الجيوفيزيائية غير المباشرة والتي يتم فيها توليد حقل موجي أو قوة خارجية (منبع طاقة صناعي) ومن ثم قياس ردود أفعال الشروط الجيولوجية لتلك القوة. وبتعبير آخر الاستكشاف السيزمي يتعلق بالبحث عن وتسجيل عناصر المرونة للصخور.

والهدف الرئيس هو تعيين الأعماق للطبقات المتميزة في خواصها المرنة، لذا من الضروري أن نفترض ثباتاً نسبياً لهذه الخواص ضمن الطبقة الواحدة وهذا الشرط متوفر في معظم الصخور. الوسط المرن هو الوسط الذي يتغير شكله أو حجمه كلياً أو جزئياً (ينتشوه) تحت تأثير قوة مطبقة عليه ويعود إلى وضعه الأصلي بعد زوال تأثير تلك القوة.

١.١. أسس نظرية المرونة

تدرس العلاقة بين القوى المؤثرة في الجسم والتشوهات الحاصلة فيه، وتتمثل عناصر نظرية المرونة بـ: الضغط، التشوه، قانون هوك الذي يربط بينهما.

١.١.١. الضغط (الجهد) STRESS:

هو القوة المؤثرة في واحدة المساحة (السطوح). إذا أثرت قوة (F) في واحدة مساحة (S) من جسم فان الضغط الناتج هو F/S . إذا تغيرت القوة من نقطة إلى أخرى فان الضغط سوف يتغير، ولكن تبقى مساوية إلى النسبة السابقة. وتكون القيمة موجبة عند التطاول وسالبة عند التقلص.

أ- إذا كانت القوة متجهة عمودياً على السطح، فإن الضغط الناتج يسمى: الضغط الناظمي.

ب- إذا كانت القوة تؤثر بشكل مماسي للسطح، فإن الضغط الناتج يسمى: ضغط مماسي أو الضغط الانزياحي.

ج- إذا كانت القوة ليست عمودية وليست مماسية للسطح فإن الضغط الناتج مؤلف من القوتين (المركبتين) العمودية والمماسية، وهذه القوة F يمكن أن تجعل الزوايا بين الأوجه لا تساوي ٩٠ درجة.

وكذلك يفهم من الضغط أن القوة الداخلية المؤثرة على وحدة المساحة في الجسم المرن تعادل تأثير الوسط المرن الخارجي عليها والمنتسب إلى نفس وحدة المساحة.

١.١.٢. التشوه (الإجهاد) STRAIN:

هو عبارة عن تغيير شكل أو حجم جسم مرن أو جزء منه، الناتج عن تطبيق قوة عليه. ويمكن أن نميز نوعين من التشوهات على جسم متوازي المستطيلات :

أ- تشوهات حجمية : ينتج عنها تغيير حجم (أبعاد) الجسم المدروس ويبقى محفوظاً على شكله.

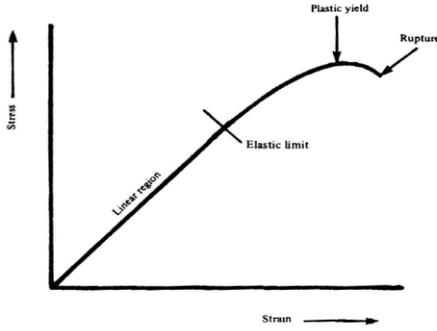
ب- تشوهات شكلية (إزاحة): ينتج عنها تغيير شكل الجسم (تغيير الزوايا بين الوجوه و زوايا الوجوه) ويبقى محفوظاً على حجمه.

بشكل عام التشوه يؤدي إلى تغيير شكل الجسم (تغيير الزوايا بين الوجوه) وحجم الجسم غالباً زيادة في طول الجوانب. وكل التشوهات في الأوساط المرنة دائماً هي نتيجة جمع التشوهات الحجمية و الإزاحية.

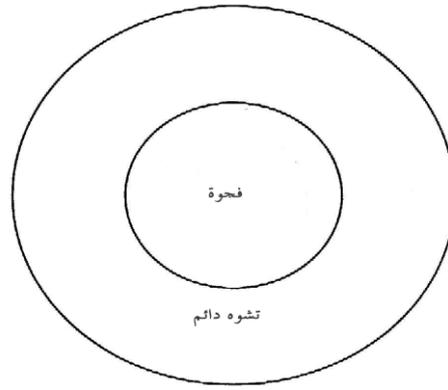
١.١.٣. قانون هوك (Hook's Law):

ينص قانون هوك على وجود علاقة خطية تربط بين الضغط المطبق على الجسم والتشوه الحاصل له وذلك في التشوهات الصغيرة الشكل (١).

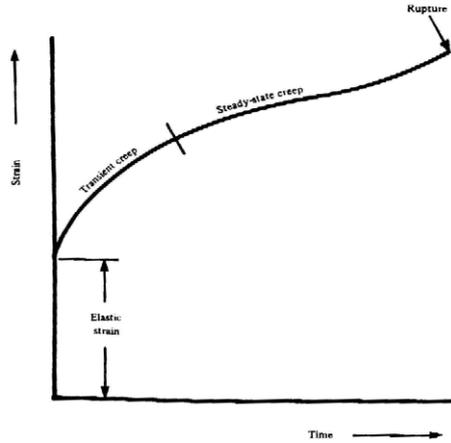
وكل تشوه له علاقة خطية (متناسب طردياً) مع الضغط المسبب له. إذا كان هناك عدد من الضغوطات فإن كل منها يؤدي إلى تشوه مستقل عن غيره، وبالتالي التشوهات الكلية تساوي إلى مجموع التشوهات الحاصلة الناتجة عن الضغوط كل على حده. وهذا يعني أن كل تشوه هو عبارة عن تابع خطي لكل الضغوطات والعكس صحيح.



(a)

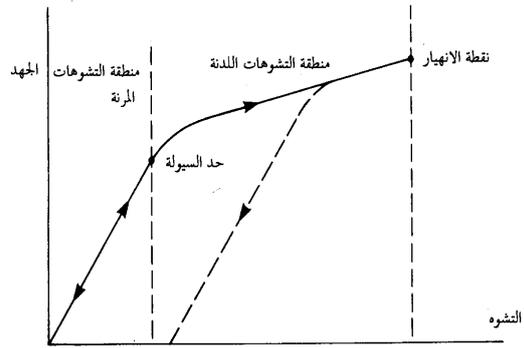


تشوه مرن
(حيث يمكن استخدام قانون هوك)



(b)

الشكل (4) علاقة الجهد - الاجهاد - الزمن
a - الجهد مقابل الاجهاد
b - الاجهاد مقابل الزمن



الشكل (1 - 4) العلاقة التمرجية بين الجهد والتشوه في جسم صلب

٢.١ عوامل المرونة (Elastic Constants) :

عامل يونغ (Young's Modulus - E) :

لننظر إلى اسطوانة ذات الطول L ومقطعها A ، الشكل (١-٤)، بعد تطبيق قوة شد F عليها، سيزداد طولها بمقدار ΔL . هذه العملية تميز وتصف عامل يونغ (Young's Modulus - E) :

$$E = \frac{\Delta F / A}{\Delta L / L} = \frac{\sigma}{\epsilon} = \frac{\text{stress}}{\text{strain}}$$

الجهد الطولي / التشوه الطولي triaxial strain

ثابت بواسون (Poisson's ratio - σ) :

$$\sigma = \frac{\Delta d / d}{\Delta L / L} = \frac{\delta d}{\delta L}$$

ثابت بواسون يتغير من ٠.٠٥ (للصخور الصلبة جداً) حتى ٠.٤٥ (للصخور المفككة). لغالبية الصخور (٠.٢٥-٠.٣٥). E , σ غير مرتبطة بشكل وحجم الجسم إنما يتعلقان مباشرة بخواصه المرورية الذاتية له. حيث يمكن من معرفة العاملين E , σ لجسم متجانس، معرفة ووصف الخواص المرورية له.

معامل الحجم (Bulk modulus - k) :

تتم معرفته عن طريق تعريض العينة إلى ضغط متجانس من جميع الجهات الشكل (١-٥ - b) ومن ثم قياس التغير الحاصل في الحجم نتيجة تطبيق القوة. ويساوي الجهد الحجمي / التشوه الحجمي

$$K = \frac{\text{VolumeStrees } \Delta P}{\text{VolumeStrain } \Delta V / V}$$

وتدعى القيمة $1/K$ بعامل الانضغاط.

معامل الجز أو الصلابة [Shear (rigidity) modulus - μ]: ويساوي إلى جهد الإزاحة/ تشوه الإزاحة الشكل (1-1) - (c-5)

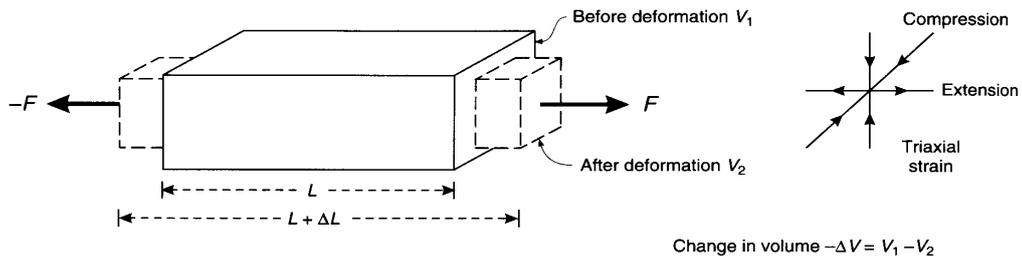
$$G = \mu = \frac{\text{Shear Stress } \tau}{\text{Shear Strain } \varepsilon}$$

معامل التشوه الطولي (ψ - Axial modulus):

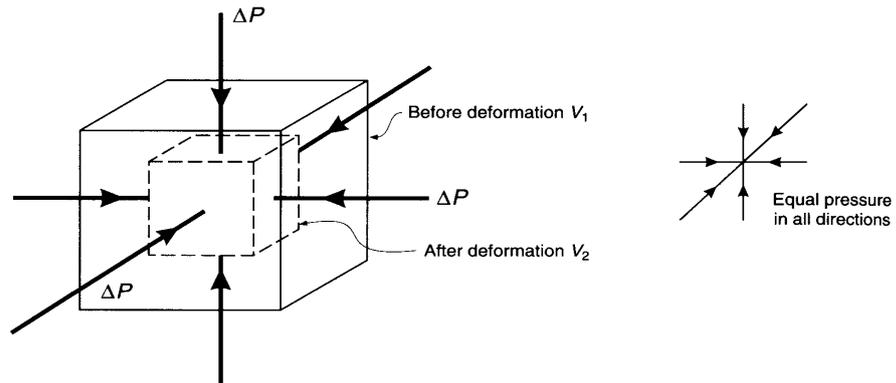
هو نسبة الجهد الطولي إلى التشوه الطولي بدون وجود تشوه عرضي (كما ورد أعلاه) الشكل (1-1-1) أي تشوه باتجاه محور واحد.

$$\psi = U = \frac{\Delta F / A}{\Delta L / L} = \frac{\sigma}{\varepsilon}$$

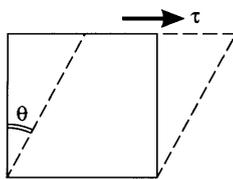
(A)



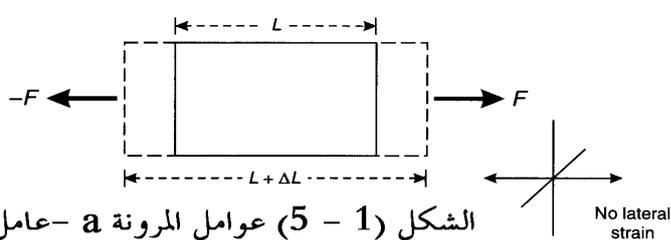
(B)



(C)



(D)



الشكل (1-5) عوامل المرونة a - عامل يونغ b - معامل الحجم c - معامل الجز d - معامل التشوه الطولي

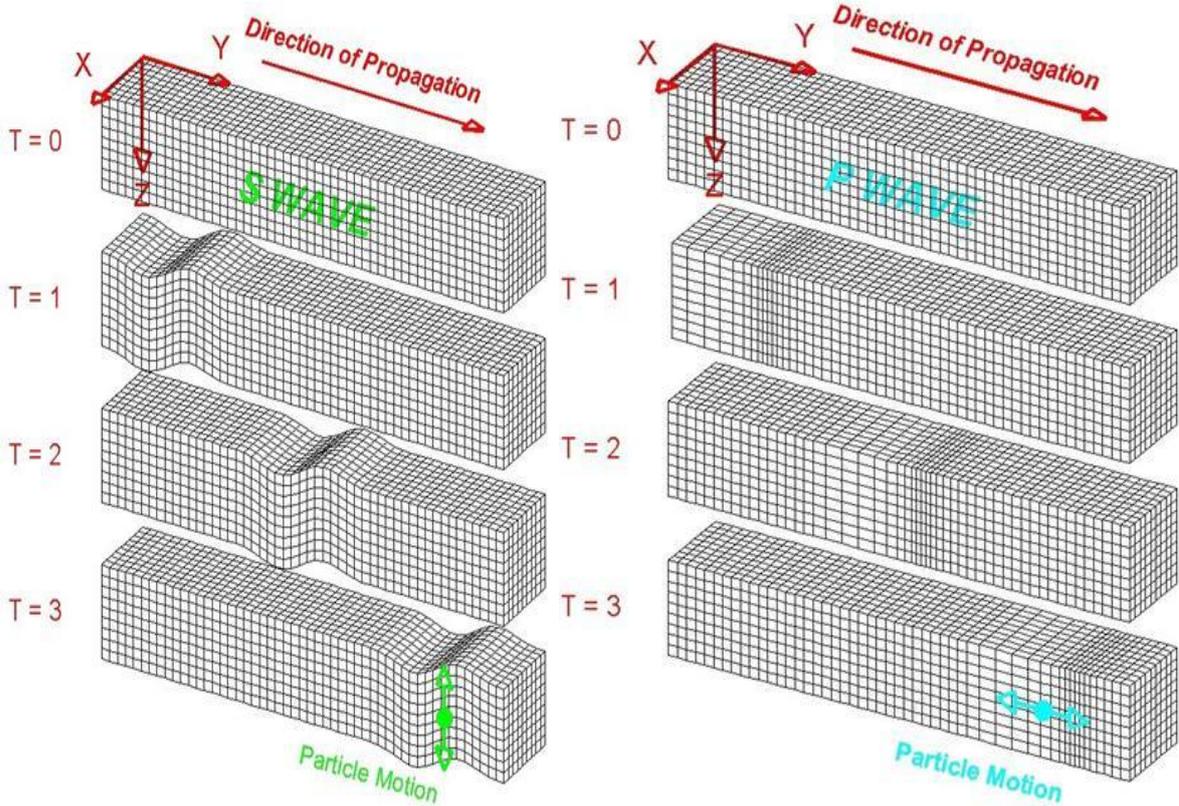
و بالتالي فإن أي تغيير في خواص الصخور و التي تسبب تغييرا في المعاملات ρ كثافة الوسط و μ عامل القص و κ المعامل الحجمي تتسبب في تغيير السرعة السيزمية للأمواج السيزمية التي تنتشر في هذا الصخر

$$\frac{Vp}{Vs} = \left(\frac{1-\sigma}{0.5-\sigma} \right)^{1/2}, \quad Vp = \sqrt{\frac{\left(\frac{4}{3}G+K\right)}{\rho}}, \quad Vs = \sqrt{\frac{G}{\rho}}$$

ثانياً: أسس انتشار الأمواج السيزمية

٢. ١. الأمواج الجسمية Body waves:

٢. ١. ١. الأمواج الطولية P-waves وتسمى بما يلي Longitudinal ,Primary ,Push ,Compressional
- تنتشر بشكل تناوبات من حالات الانضغاط والتخلخل في اتجاه انتشار الأمواج، سرعتها أكبر من غيرها ، وبالتالي فإنها الأمواج الأولية التي تصل إلى منطقة الالتقاط السيزمية، وهي معتمدة بصورة رئيسية لعدة أسباب :
- طبيعة المنبع (منبع الطاقة) المستعمل مؤهل لتوليد حركة الذرات باتجاه الانتشار.
 - الأمواج الطولية هي الغالبة المنتشرة نحو الأعماق مقارنة بغيرها.
 - اللواقط المستخدمة عادة تتأثر بالحركة العمودية (ولكنه في الوقت الحالي هناك لواقط تسجل المركبات الثلاثة).



الشكل يمثل الأمواج الطولية من اليمين والأمواج العرضية من اليسار

٢. ١. ٢. الأمواج العرضية S-waves:

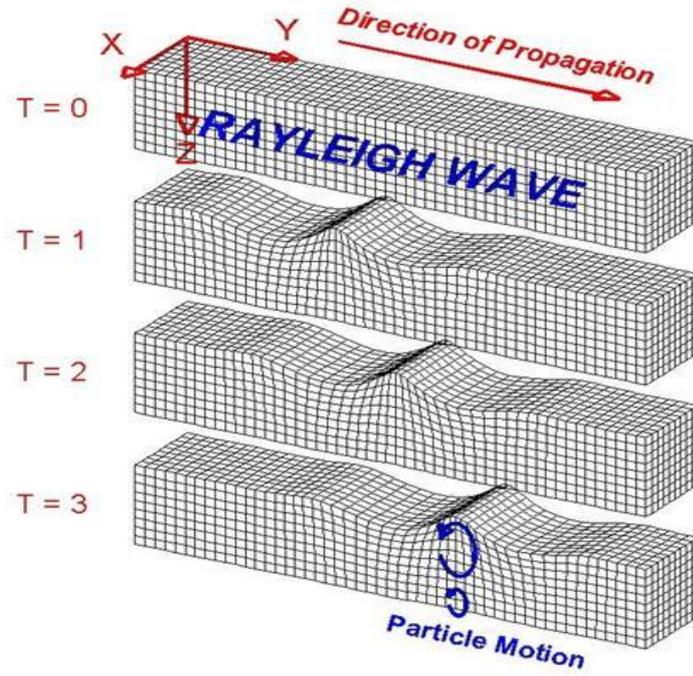
- وتسمى : Transverse, Secondary, Shear. تكون حركة الذرات المتأثرة بالأمواج العرضية عمودية على اتجاه الانتشار. و تنتشر الأمواج العرضية بسرعة تساوي تقريبا نصف سعة الأمواج الطولية. عمليا حركة الأمواج العرضية S تقسم إلى المركبات الموازية لسطح الأرض وتسمى SH والعمودية عليه وتسمى SV.

٢. ٢. الأمواج السطحية Surface waves:

تنتشر على أو بالقرب من سطح الأرض منها :

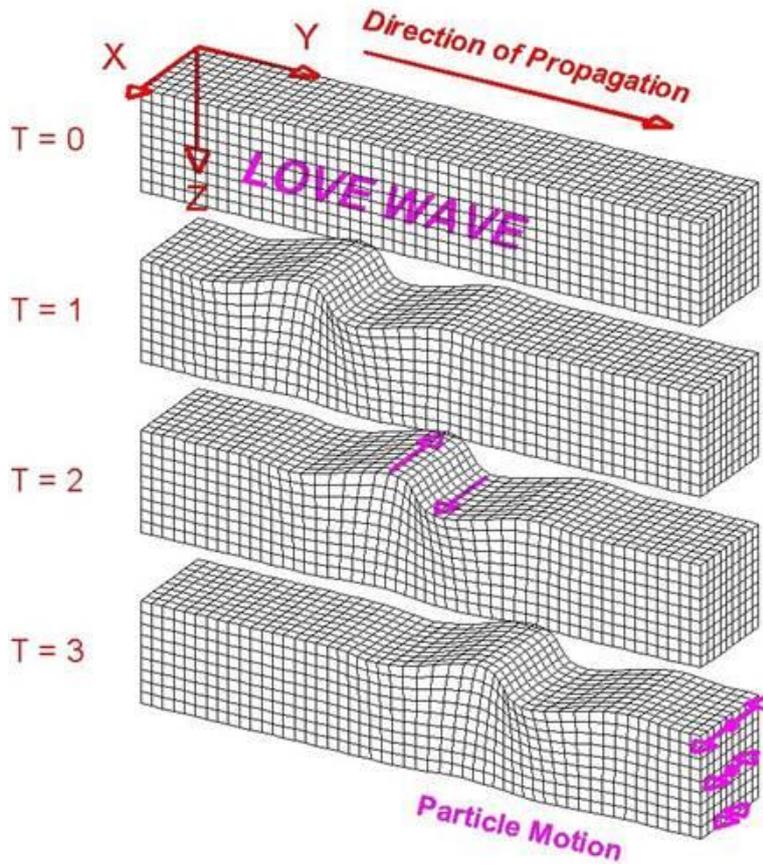
٢. ٢. ١. أمواج رايلي Rayleigh waves: تنتشر على طول السطح الحر من الجسم المرن، حركة الذرات فيها حركة معقدة وتوصف بالحركة الاهليلجية، بشكل قطع ناقص يقع في المستوي الذي يحدده الناظم على الأرض مع اتجاه الانتشار.

سرعتها حوالي (٠.١) من سرعة الأمواج العرضية، وتتناقص بصورة أسية مع العمق



٢.٢.٢. أمواج لوف Love waves :

لا تلاحظ إلا نادرا في الحقل تسير ضمن الطبقة البطيئة السرعة والتي تتوضع فوق الطبقة الأسرع، تتحرك الذرات بصورة أفقية.



٢.٣. شكل وتسجيل الأمواج :

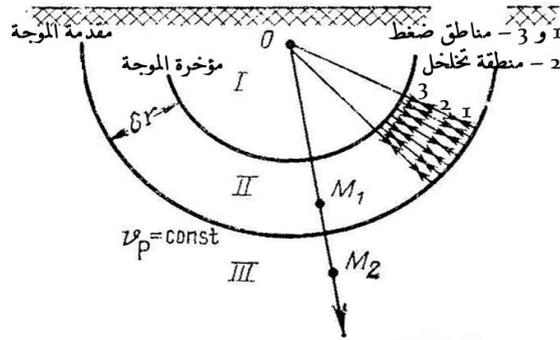
عند إصدار طاقة من منبع موجي، لننظر إلى مجال إزاحة الأمواج بعيدا عن المنبع، أي عندما تكون $r \gg r^2$. حيث أنه مع ازدياد الزمن t تتحرك المنطقة التي تحدث فيها الإزاحة. وتسجيل اللحظة الزمنية t_1 يمكن فرز ثلاث مناطق نصف كروية الشكل (٢-٦) :

I - منطقة انتهت منها الإزاحة (الاهتزاز) بتأثير التشوهات المرنة، حيث عادت الذرات إلى وضعها الأصلي.

II - منطقة عرضها δr حيث في هذه اللحظة الزمنية هناك جهد و إزاحة (اهتزاز).

III - منطقة تالفة لم يصلها الإزاحة (الاهتزاز) بعد.

السطح الذي يحدد المنطقة I و II يسمى ذيل الموجة والمنطقة II و III يسمى مقدمة الموجة. مقدمة الموجة ومؤخرة الموجة تنتشر بنفس السرعة التي تحدها عوامل الوسط المرئية.



الشكل (٢-٦) الإزاحة عند حركة الأمواج الطولية

منحني الإزاحة $U(r)$ داخل المنطقة II يسمى الشكل السيزمي للأمواج (الشكل ٢-٧-٦ a).

المسافة بين القمم المتجاورة تسمى دور الانتشار الكروي الظاهري l_a الذي يساوي الطول الظاهري للأمواج λ_a .

القيمة $1/\lambda_a$ مقلوب الطول الظاهري للموجة يسمى تردد الانتشار الكروي الظاهري ν_a أو العدد الموجي الظاهري k_a .

القيمة $\aleph_a = 2\pi\nu_a$ تسمى ترددات الانتشار الكروية الزاوية الظاهرية أو العدد الموجي الدائري الظاهري.

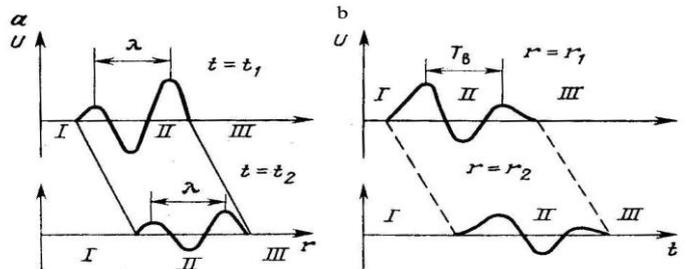
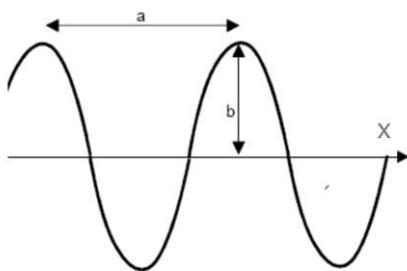
$$\omega = 2\pi f = 2\pi \frac{1}{T} = 2\pi \frac{V}{\lambda_a} = 2\pi \quad \text{ترتبط مع بعضها بما يلي :}$$

$$V = f\lambda = \omega/\aleph$$

$$f = \frac{1}{T} = \frac{V}{\lambda} = \frac{\omega}{2\pi}$$

$$\lambda = VT = \frac{V}{f} \quad \omega = 2\pi f$$

$$\frac{1}{\lambda_a} = \frac{1}{l_a} = \frac{1}{VT_a} = \frac{f_a}{V} = k_a \quad \aleph_a = 2\pi\nu_a = \frac{2\pi}{\lambda_a} = \frac{\omega_a}{v}$$



الشكل (٢-٧) a - شكل الأمواج b - تسجيل الأمواج

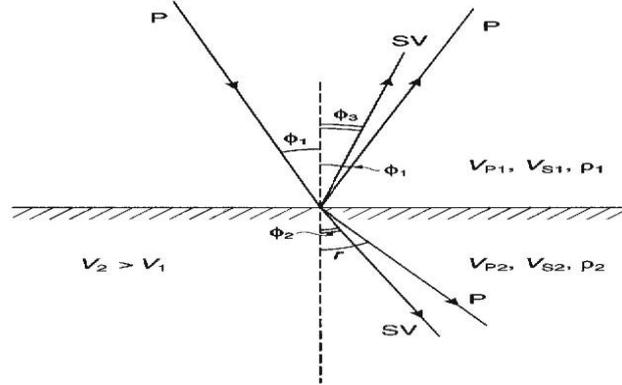
٢.٤. قانون الانعكاس :

تعتمد الطرائق السيزمية الانعكاسية على وجود تباين في السرعة والكثافة للصخور وذلك بين الطبقات المختلفة المتوضعة فوق بعضها البعض. وسمى جداء السرعة بالكثافة (Acoustic impedance $Z = \rho * V$)

$$Z = \rho * V$$

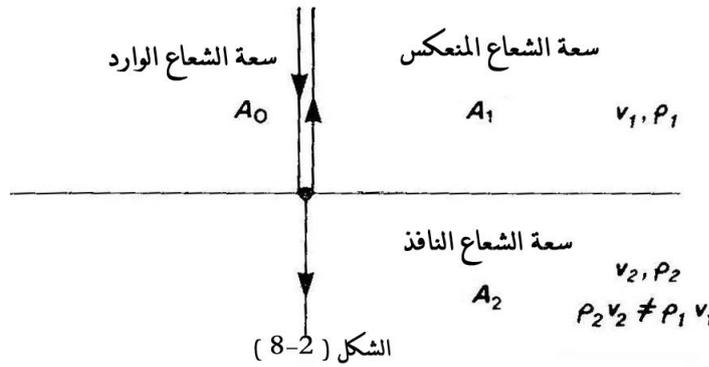
أي :

حيث : V - سرعة انتشار الأمواج في الوسط (الصخر) . ρ - كثافة الوسط نفسه (الصخر). وتتعلق السرعة بعوامل المرنة مثل: ١- عامل يونغ E ، ٢- نسبة بواسون σ . ٣- معامل الحجم K ، ٤- كثافة الصخر ρ_s . وتتعلق كثافة الصخور بعدة عوامل منها: كثافة الصخر نفسه ρ_s و مسامية الصخر ϕ وكثافة السائل الذي قد يتواجد في الصخر ρ_f .



$$\frac{\sin \phi_1}{V_{P1}} = \frac{\sin \phi_2}{V_{P2}} = \frac{\sin \phi_3}{V_{S1}} = \frac{\sin \phi_4}{V_{S2}} = p$$

ويحدث الانعكاس للأمواج المرنة عند السطوح التي تفصل بين الطبقات الصخرية ذات الممانعة الصوتية المختلفة $\rho_2 V_2 \neq \rho_1 V_1$. وترتبط هذه العوامل بما يسمى (يعرف) بعامل الانعكاس (R) ، ويعرف بنسبة سعة الموجة المنعكسة A_1 إلى سعة الموجة الواردة A_0 الشكل (٨-٢) وتكتب كما يلي:



الشكل (8-2)

علاقة الأشعة المنعكسة والناظرة بالأشعة الواردة ناظماً على السطح العاكس

$$\text{reflection Coefficient } tR = \frac{A_r}{A_i} = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

أما النسبة T فتسمى عامل العبور وتكتب كما يلي:

$$\text{Transmission Coefficient } T = \frac{A_2(A_t)}{A_0(A_i)} = \frac{2V_1 r_1}{V_2 r_2 + V_1 r_1} = \frac{2Z}{Z_2 + Z_1}$$

وذلك من اجل الأمواج الطولية الواردة بشكل عمودي على السطح الفاصل كما في الشكل (٨ - ٢) . $(-1 \leq R \leq +1)$. إذا عامل الانعكاس يعتمد على تغير كل من السرعة والكثافة للصخر.

٢.٥. تخامد الطاقة السيزمية :

عند انتشار الإشارة السيزمية الصادرة عن منبع سيزمي ستوزع على مساحة كرة. إذا كانت الطاقة الابتدائية E ونصف قطر الكرة r فان كمية الطاقة على وحدة المساحة تتغير عكسياً مع مربع المسافة $E/4\pi r^2$ كما في الشكل (٩) سعة الموجة التي تتناسب طردياً مع الجذر التربيعي للطاقة على وحدة المساحة يجب ان تكون متناسبة عكسياً مع المسافة التي تقطعها الموجة.

$$\sim E \sim A^2 \Rightarrow A \quad \frac{1}{r} \sqrt{\frac{E}{4\pi}} \sim \frac{\sqrt{E}}{4\pi r^2} \sim \sqrt{E}$$

بالإضافة لذلك هناك هبوط في السعة الموجية وخسارة بسبب الامتصاص الناتج عن تبدد الطاقة وتحويلها بالاحتكاك إلى

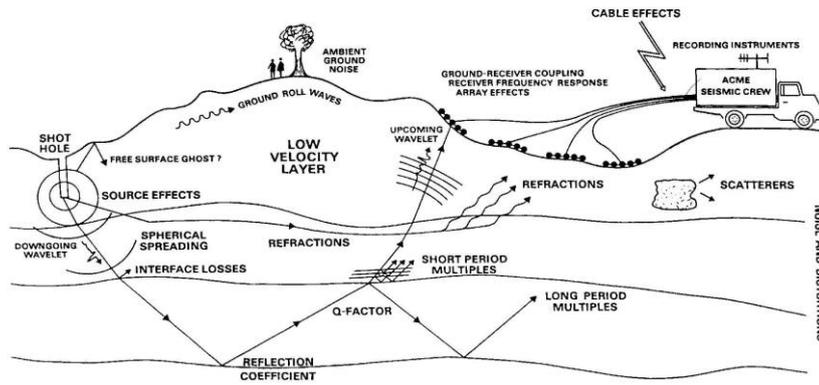
$$A_r = A_0 e^{-\alpha r} \quad \text{حرارة.}$$

A_r - السعة عند مسافة r

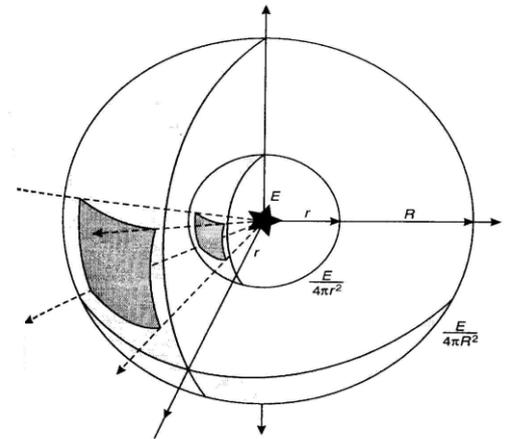
A_0 - السعة الأولية للموجة قرب المنبع

α - عامل الامتصاص

التخامد يقاس بالديسيبل db حيث $db = 20 \lg \frac{A_{\max}}{A_{\min}}$ وعامل التخامد (الامتصاص) α يقدر بنسبة الطاقة الضائعة في زمن الانتشار المقابل لطول موجة λ كامل. يبين الشكل (٢-١٠) أشكال تخامد الطاقة السيزمية. ثالثاً: سرعة انتشار الأمواج السيزمية



الشكل (٩) أشكال تخامد الطاقة السيزمية



الشكل (٢-٩) تخامد الطاقة في الأبعاد الثلاثة

أهمية السرعة:

معرفة قيمة السرعة ضروري جداً لتحديد العمق، الميل، ومواقع الانعكاس والانكسار الأفقية، لمعرفة تلك الظواهر، كنشوء الأمواج الرأسية والتغير الحاد في السرعة، ولتحديد ليتولوجية الصخور ومحتوى المسام من السائل وذلك بقياس السرعة.

الليتولوجيا تؤثر بشكل واضح على طبيعة انتشار السرعة في الوسط، إلا أن مجال تغيرها كبير في مختلف أنواع الصخور. السرعة في الرمل، على سبيل المثال، أكبر أو أصغر من السرعة في الطين، وهذا الأمر صحيح بالنسبة للكثافة لذلك كلا من السرعة والكثافة تلعب دور مهم في الانعكاس السيزمي.

تعتبر المسامية والفراغات أحد أهم العوامل لتحديد السرعة في الصخور

قياس السرعة السيزمية يتم إما في الآبار بواسطة القياسات الصوتية (sonic logs) أو القياسات السيزمية البئرية (الشاقولية). وتقاس السرعة كذلك بواسطة القياسات السيزمية السطحية أي بقياس زمن ورود الأمواج إلى اللواقظ المنتشرة على طول البروفيل. ويمكن استخدام معادلة عامل الانعكاس للحصول على معلومات عن السرعة من السعة وشكل الانقلاب في الطور.

أنواع السرعة:

٤. ٢. ١. مصطلحات و تعاريف السرعة:

هناك عدة أنواع للسرعة المستخدمة في الدراسات والتفسيرات السيزمية ونذكر منها ما يلي:

١- السرعة الوسطية (Average Velocity) \bar{V}

وتساوي إلى حاصل قسمة العمق (z) للسطح العاكس على زمن الانعكاس الأحادي (t) كما يلي:

$$\bar{V} = V_{av} = \frac{z}{t} \quad (٤.٧)$$

وإذا كانت القيمة (z) تمثل مجموع السمكات لعدة طبقات Z_1, Z_2, Z_3, \dots فإن السرعة الوسطية تعطى كما يلي :

$$V_{av} = \frac{z_1 + z_2 + z_3 + \dots + z_n}{t_1 + t_2 + t_3 + \dots + t_n} = \frac{\sum_{i=1}^n Z_i}{\sum_{i=1}^n t_i} = \frac{\sum Z_i}{\sum \frac{Z_i}{V_i}} = \frac{\sum V_i t_i}{\sum t_i} \quad (٤.٨)$$

٢- سرعة جذر المربع (Root-Mean-Square Velocity) V_{rms}

إذا كان المقطع الجيولوجي مؤلف من عدة طبقات أفقية، لها السرع الطبقيه V_1, V_2, V_3, \dots ، وإن زمن مرور الأمواج المفرد ضمن هذه الطبقات هو t_1, t_2, t_3 فإن سرعة جذر المربع تكتب كما يلي :

$$V_{rms} = \sqrt{\frac{V_1^2 t_1 + V_2^2 t_2 + \dots + V_n^2 t_n}{t_1 + t_2 + \dots + t_n}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n V_i^2 t_i}{\sum_{i=1}^n t_i}} \quad (٤.١٠)$$

وتكون قيمة السرعة (r m s) عادة اكبر بقليل من السرعة الوسطية.

٣- السرعة الطبقيه (Interval Velocity) V_{int}

إذا كان لدينا عاكسان على عمقين مختلفين Z_1 و Z_2 وأن أزمنة الانعكاس المنفردة للسطح الأول والثاني هي t_1 و t_2 على التوالي. فإن السرعة الطبقيه تعرف بالعلاقة التالية :

$$V_{int} = \frac{z_2 - z_1}{t_2 - t_1} = \frac{\Delta z}{\Delta t} \quad (٤.١٢)$$

والسرعة الطبقيه (المجالية) هي السرعة الوسطية فوق مسار الأشعة ضمن مجال معين. هذا المجال يمكن أن يكون المسافة على طول قياسات الصوتية البئرية، أو الفاصل بين عاكسين أفقيين.

٤- السرعة الآنية (Instantaneous Velocity) V_{inst}

إذا تغيرت السرعة باستمرار مع العمق فإن قيمتها عند عمق معين (z) يعطى بعلاقة السرعة الطبقيه مع فرق المسافة $(Z_2 - Z_1)$ حتى تتناهى إلى طبقة ذات سماكة dz وبالتالي فإن السرعة الآنية تصبح مشتق العمق (z) بالنسبة إلى

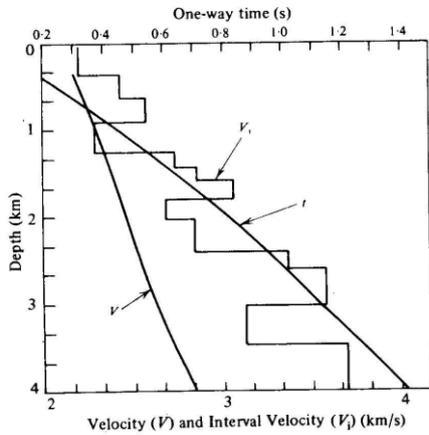
$$V_{inst} = \frac{dz}{dt} \quad \text{الزمن (t) أي أن : (٤.١٤)}$$

٥- السرعة الفعالة (Effective Velocity) V_{ef}

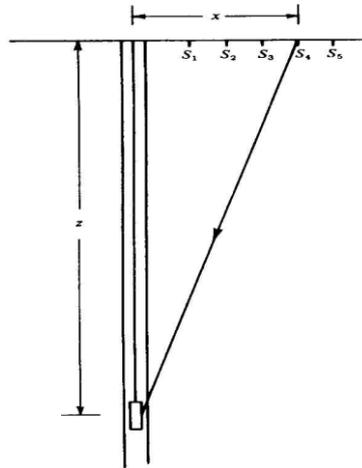
هي السرعة المحسوبة من منحنيات المسافة - الزمن الانعكاسية وذلك بطرائق مختلفة نذكر منها: طريقة مربع الإحداثيات وطريقة منحنيات المسافة الزمن المتقابلة (المسارين المباشر والراجع).

طرائق قياس السرعة:

١- قياس السرعة في الآبار: عن طريق المسح البئري النموذجي وهي أكثر طرائق تحديد السرعة بالشكل المباشر تتطلب وجود آبار مناسبة. وهناك ثلاثة أنواع من القياسات البئرية: السيزمية البئرية النموذجية أو التفجير البئري (shooting a well) و الصوتية البئرية (sonic logging) والبروفيلات السيزمية الشاقولية (VSP).



الشكل (4-16) نتائج قياسات السرعة في الآبار



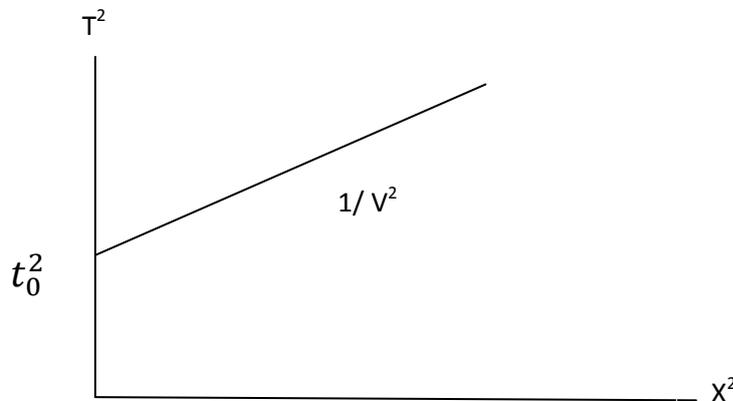
الشكل (4-15) التفجير البئري وقياس السرعة

٢- طرائق قياس السرعة من المعطيات الانعكاسية

٤. ٢. ٣. ١. طريقة $T^2 - X^2$: زمن مسير الأمواج الانعكاسية لا يتعلق فقط بعمق العواكس والسرعة في الطبقات المغطية لتلك العواكس ولكن ببعد اللواقط عن المنبع. مجموعة من الطرائق (منها تحليل السرعة) تتعلق بالتباعد الأفقي مستخدمة كأسلوب لقياس السرعة. هناك طريقة تقليدية أساسية لقياس السرعة بالرصد الحقلي السطحي وهي: $X^2 - T^2$ ، إن طريقة $X^2 - T^2$ تعتمد على المعادلة مسار الزمن المعروفة وتكتب بالشكل التالي:

$$t^2 = \frac{x^2}{V_s^2} + t_0^2 \quad (٤.١٦)$$

إذا رسمنا على مخطط قيم t^2 كتابع لـ x^2 نحصل على خط مستقيم ميله يساوي $1/V_s^2$ والذي يقطع (t_0^2) بالمقدار (t_0^2) بمساعدة هذا المقدار يمكن تحديد العمق المطلوب. إذا كان تغير السرعة ليس حاداً، فإن منحنى $X^2 - T^2$ يقترب من خط مستقيم كما في الشكل (٤-١٨) وميل هذا الخط المستقيم يعطي سرعة التكديس V_s .



يبين الجدول التالي متوسط السرعة السيزمية في بعض الصخور و المواد المختلفة و التي تبين وجود تداخل في قيم السرعات السيزمية للصخور مما يدل على أن هناك عوامل أخرى تضاف إلى نوع الصخر تتحكم و تؤثر في السرعة السيزمية للصخور كما ذكر سابقاً.

Table 4.2 Examples of P-wave velocities

Material	V_p (m/s)
Air	330
Water	1450–1530
Petroleum	1300–1400
Loess	300–600
Soil	100–500
Snow	350–3000
Solid glacier ice*	3000–4000
Sand (loose)	200–2000
Sand (dry, loose)	200–1000
Sand (water saturated, loose)	1500–2000
Glacial moraine	1500–2700
Sand and gravel (near surface)	400–2300
Sand and gravel (at 2 km depth)	3000–3500
Clay	1000–2500
Estuarine muds/clay	300–1800
Floodplain alluvium	1800–2200
Permafrost (Quaternary sediments)	1500–4900
Sandstone	1400–4500
Limestone (soft)	1700–4200
Limestone (hard)	2800–7000
Dolomites	2500–6500
Anhydrite	3500–5500
Rock salt	4000–5500
Gypsum	2000–3500
Shales	2000–4100
Granites	4600–6200
Basalts	5500–6500
Gabbro	6400–7000
Peridotite	7800–8400
Serpentinite	5500–6500
Gneiss	3500–7600
Marbles	3780–7000

ثالثاً: الطرائق السيزمية Seismic Methods

تقسم الطرائق السيزمية إلى طريقتين أساسيتين هما: الطريقة السيزمية الانكسارية Refraction Seismic method

الطريقة السيزمية الانعكاسية Reflection Seismic method. حيث يمكن تعريف هذه الطرائق بشكل هام كما يلي:

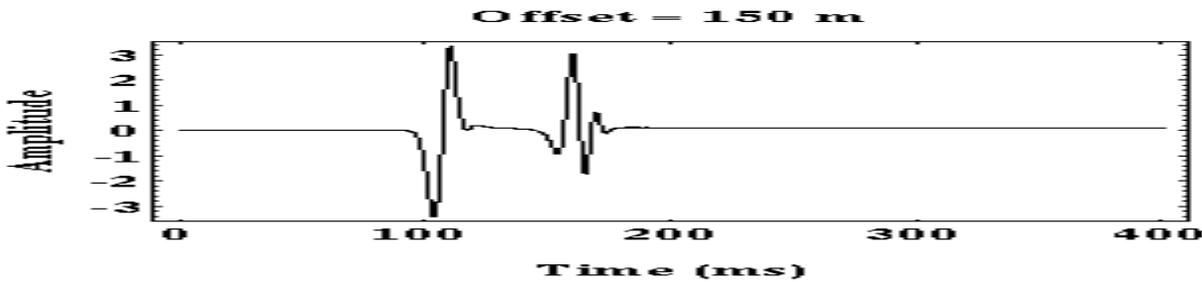
١- الطريقة الانكسارية: Refraction Seismology تعتمد هذه الطريقة على دراسة زمن الوصول الأولي للأمواج وربطها بالمسافات بين اللواقط التي تستقبلها ، أما بقية البيانات فلا نحتاج إليها في الطريقة الانكسارية ، والتي تعتمد على تغير قيم السرعة مع العمق ، حيث السرعة في الطبقات الأدنى اكبر منها في الطبقات العليا، إذا من هذه الطريقة نستطيع التعرف على تغير قيم السرعة في الصخور مع العمق ، وذلك خلال مرورها بالأوساط المختلفة حيث تعتمد على معاملات المرونة elastic parameters لهذه الأوساط.

٢- الطريقة لانعكاسية: Reflection Seismology تعتمد هذه الطريقة على تحليل و دراسة الأمواج المنعكسة

لنعطينا معلومات عن الطبقات الصخرية، حيث يتم الانعكاس بوجود اختلاف في الممانعة الصوتية للصخور (الكثافة مضروبة بالسرعة)، إذا تغير قيم السرعة مع العمق موجب كان أم سالب مع تغير الكثافة.

تسجيل الأمواج السيزمية الانكسارية

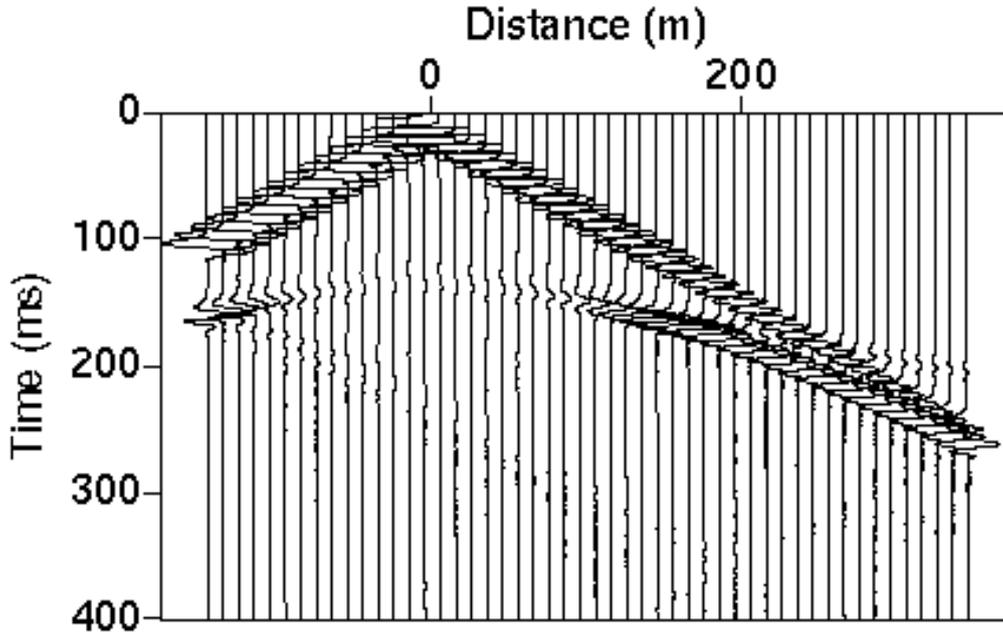
في الفصل السابق تم التعرف على كيفية انتشار الأمواج في باطن الأرض وكيف تتفاعل مع الحدود الفاصلة بين الطبقات... فالبعض منها ينطلق عبر الطبقة الأولى دون أن يتفاعل مع الحد الفاصل، والبعض الآخر ينعكس مرتداً عن الحد الفاصل والبعض الآخر يعبره منكسراً وعائداً إلى سطح الأرض على شكل أمواج رأسية. والسؤال كيف تتم عملية تسجيل الأمواج؟ من المعلوم أن الأمواج تنتشر في جميع الاتجاهات ولكننا لا نستطيع تسجيلها كلها.. ولذلك فإننا نكتفي بتسجيل تلك الأمواج التي تصل إلى سطح الأرض بأنواعها المباشرة و المنعكسة والمنكسرة وغيرها الناتجة عن توليد الطاقة في نقطة المنبع. حيث يتم التسجيل بواسطة اللواقط (الجيوفونات) geophones والتي سنتحدث عنها في فصل الأجهزة بالتفصيل لاحقاً. وشكل تسجيل الحركات الأرضية الناتجة عن مصدر سيزمي يسمى أثر سيزمي كما يلي.



في
هذا

الشكل يمثل المحور الأفقي التغير في الزمن مع انتشار الأمواج ويمثل المحور الرأسي التغير في سعة الموجة. أما الخط المتعرج فهو يمثل الحركة الأرضية ويطلق عليه اسم Seismogram. حيث نلاحظ في الشكل الموجود لدينا أن أول تغير في الأثر السيزمي تم عند 100 ملي ثانية تلاه تغير آخر حدث بعد ١٥٠ ملي ثانية هذه التغيرات تدل على بداية استقبال الأمواج... ولكن ما هي هذه الأمواج... ؟

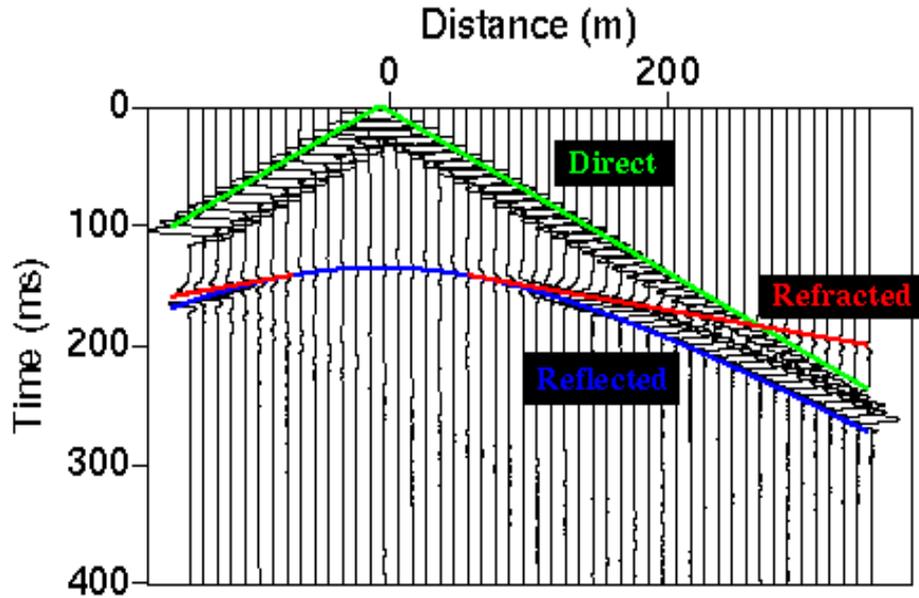
فنحن نعلم أن الأمواج المباشرة هي أولى الأمواج وصولاً، وتليها الأمواج الانكسارية حيث تسمى الأمواج المباشرة و الأمواج الانكسارية وصولات أولية . فكيف أستطيع تحديد نوع الموجة المُسجلة...؟
من المستحيل معرفة طبيعة الموجة المسجلة من خلال قراءة أثر سيزمي واحد لذلك نحتاج لعدد من الآثار لتحديد نوع هذه الأمواج حيث نقوم بقراءة الحقل الموجي بشكل عام كما في الصورة التالية :



المحور الأفقي في هذا الشكل يمثل المسافة بين اللواقط وبعدها عن المنبع الواقع عند الصفر، ويمثل المحور الشاقولي محور الزمن. حيث يمثل كل خط من الخطوط الشاقولية المسجلة من الـ seismogram الحركة الأرضية التي استقبلها اللاقط الموجود في نفس المكان، وتمثل مجموع الآثار السيزمية المسجلة ما يسمى بالتسجيل السيزمي أو الحقل الموجي.

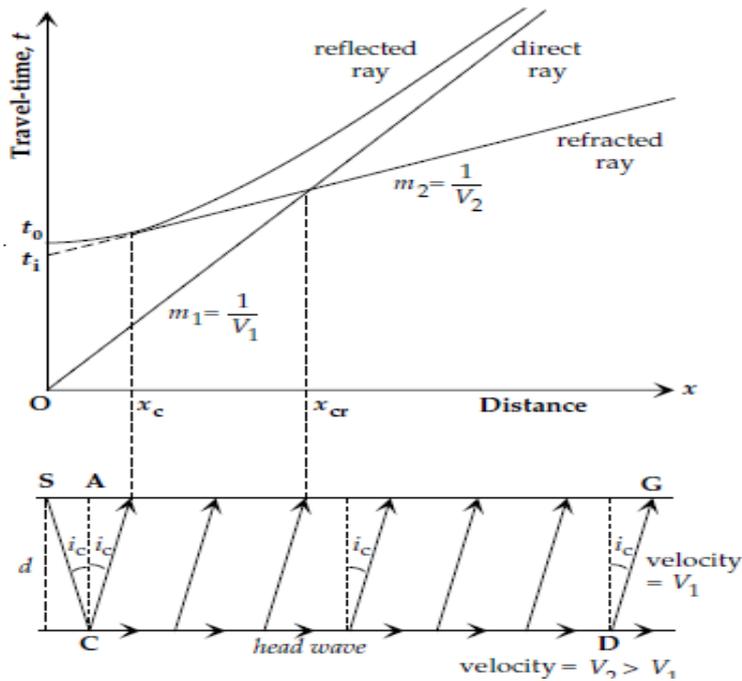
مثال: الأثر السيزمي الموجود على بعد ٢٠٠ متر من المنبع يمثل الحركة الأرضية التي استقبلها اللاقط الموجود عند ٢٠٠ متر.. وهكذا.. حيث تم استقبال البيانات دفعة واحدة وتُسجيل كما في الشكل والذي يعرف باسم التسجيل السيزمي (الحقل الموجي).

من التسجيل السيزمي يمكن تحديد زمن الوصولات الأولية على طول المسافات أو خط القياس. مع ملاحظة أنه كلما ابتعدت المسافة عن المنبع كلما تأخر زمن وصول الأمواج. هذا الاختلاف في الزمن مقابل المسافة يسمى (moveout) زمن التباعد. وإذا كان التغير في زمن التباعد كبير فإنه سيظهر على التسجيل السيزمي على شكل خط شديد الميل في حين إذا كان التغير صغير فسيظهر على شكل خط بسيط الانحدار. ويمكن تحديد نوع الأمواج من التسجيل السيزمي كما يلي : إن الأمواج المباشرة تنتقل مباشرة من المنبع إلى اللواقط القريبة منه دون انكسار أو انعكاس. تظهر هذه الأمواج على التسجيل السيزمي بطول موجي عالي ويكون زمن التباعد لها كبير وثابت .



في المثال الموجود لدينا يمتد الخط المستقيم للأمواج المباشرة Direct arrival حتى مسافة ٢٧٥ متر من المنبع. وبعد ٢٧٥ متر تظهر الأمواج الانكسارية على شكل خط ، الطول الموجي له قصير بعض الشيء و زمن التباعد صغير وثابت وميل هذا الخط أقل بكثير من ميل خط الـ Direct arrival . أيضاً يوضح لنا التسجيل السيزمي أن آخر الأمواج وصولاً وعند جميع النقاط هي الأمواج المنعكسة.. reflected arrival ونلاحظ أن زمن التباعد للأمواج المنعكسة غير ثابت حيث يساوي صفر عند المصدر وتقترب قيمته من الأمواج المباشرة وذلك على مسافات كبيرة من المنبع.

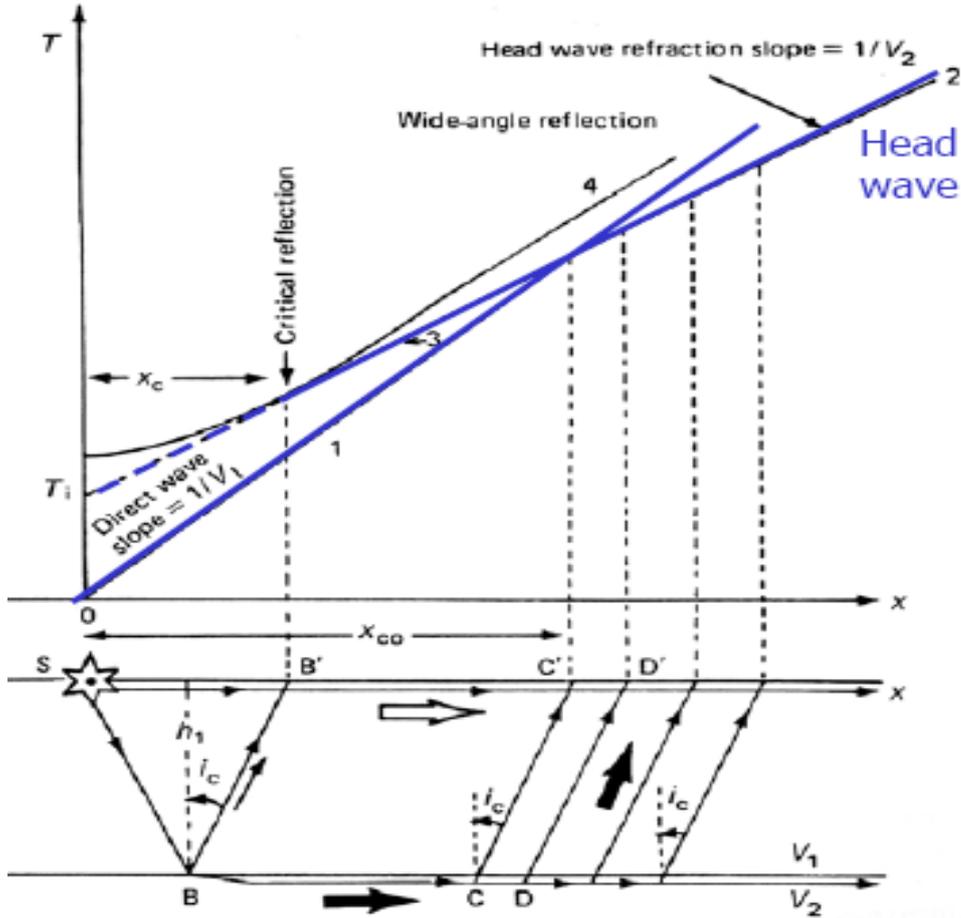
وعند رسم العلاقة بين أزمنة الوصولات الأولية والثانية مع المسافات بين المنبع و اللواقط نحصل على شكل يسمى منحني المسافة - الزمن travel-time curves ويظهر على الشكل التالي:



مسار الأمواج و علاقة الزمن – المسافة للطبقات الأفقية

لتوضيح هذه العلاقة نفرض الوضع الجيولوجي مكون من طبقتين (وسطين) لكل منها له خواص مرونة منتظمة و متجانسة. يفصل بين الوسطين سطح فاصل أفقي على عمق h . سرعة الأمواج الطولية P-wave في الطبقة العليا هي V_1 و في الطبقة السفلى V_2 حيث أن V_2 أكبر من V_1 ، وهذا الشرط الضروري لحدوث الانكسار. عند توليد موجة سيزمية عند النقطة S على السطح ، تنتقل الطاقة إلى باطن الأرض في جميع الاتجاهات على شكل أمواج كروية، تأخذ الأمواج الواردة إلى باطن الأرض شكل جبهات نصف كروية (صدر أو مقدمة الموجة Wavefront) ، تنعكس وتنعكس عن السطوح الفاصلة وتصل إلى أجهزة الاستقبال أو اللواقط Geophones الموضوعة عند النقاط $B - C - D$ على بعد مسافات مختلفة x من الشكل أدناه.

من الأمواج ما ينتقل مباشرة من المنبع إلى اللواقط دون حدوث أي انكسار أو انعكاس هذه الأمواج تسمى الأمواج المباشرة كما ورد أعلاه. وتستمر الطاقة واردة إلى الأسفل حتى تصل السطح الفاصل ، عندها يحدث الانعكاس والانكسار ضمن الشروط والتفسيرات أدناه.



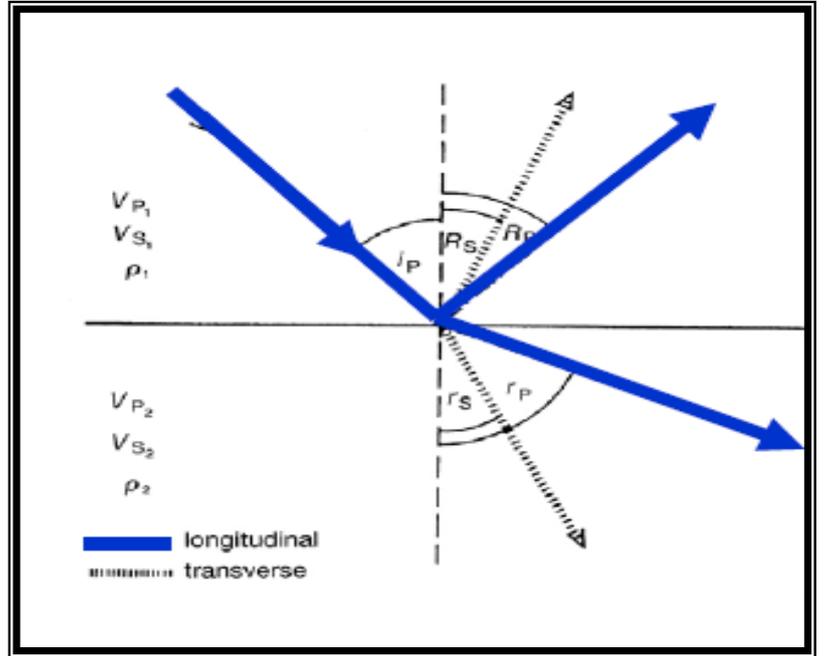
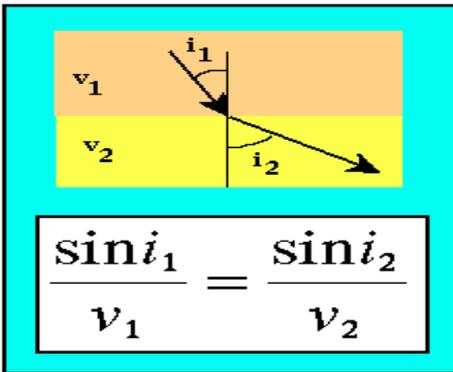
عندما تصطدم صدر الموجة (wavefronts) الكروية الصادرة من المنبع S بالسطح الفاصل الذي تتغير عنده السرعة، فإن قسم من الطاقة سوف ينفذ إلى الوسط الأسفل نسميها الأمواج النافذة وقسم سوف ينعكس إلى الوسط الأعلى طبقا لقانون سنيل نسميها الأمواج المنعكسة. وقسم يرتد إلى الأعلى بعد انزلاق الأمواج تحت السطح الفاصل نسميها الأمواج المنكسرة.

يوجد لدينا خمس مفاهيم عامة تحكم عملية انتشار الأمواج السيزمية وحدث الانعكاس والانكسار والنفوذ: ١- الأمواج السيزمية ٢- الأشعة السيزمية ٣- مبدأ هايجن ٤- قانون سنيل ٥- التبادلية .

و سنتناول العلاقات الرياضية التي تحكم انتشار هذه الأمواج خلال هذا الوسط كما يلي :

نص قانون سنيل Snell's Law على أن نسبة زاوية الورود مقسومة إلى سرعة الوسط الأول تساوي نسبة زاوية النفاذ إلى سرعة الوسط الثاني وتساوي إلى ثابت يرمز له P ويسمى معامل الشعاع (ray parameter) وهو ثابت لكل شعاع وذلك عندما تكون زاوية الورود أقل من الزاوية الحرجة Pre-Critical incidence كما في المعادلة التالية:

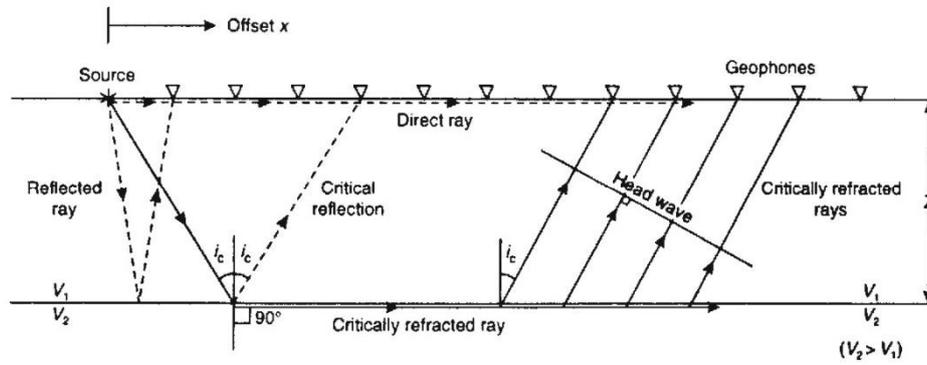
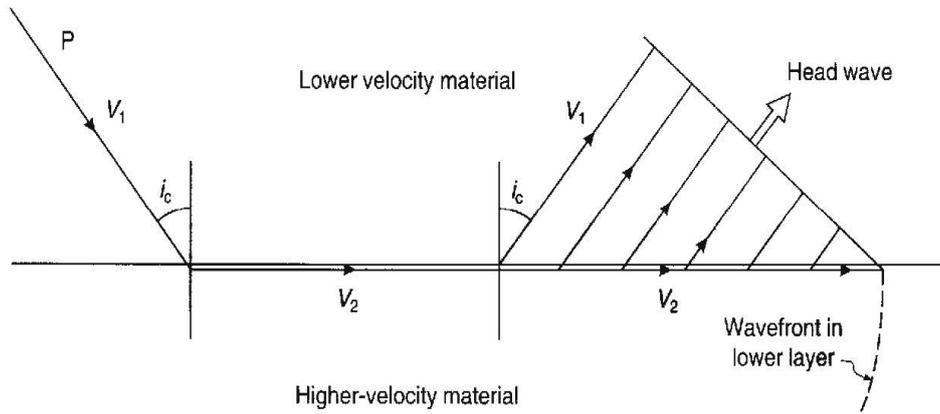
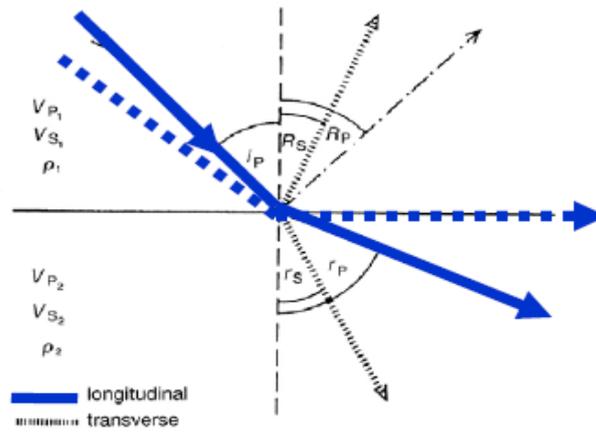
$$\frac{\sin i_p}{V_{P1}} = \frac{\sin R_p}{V_{P1}} = \frac{\sin r_p}{V_{P2}} = p$$



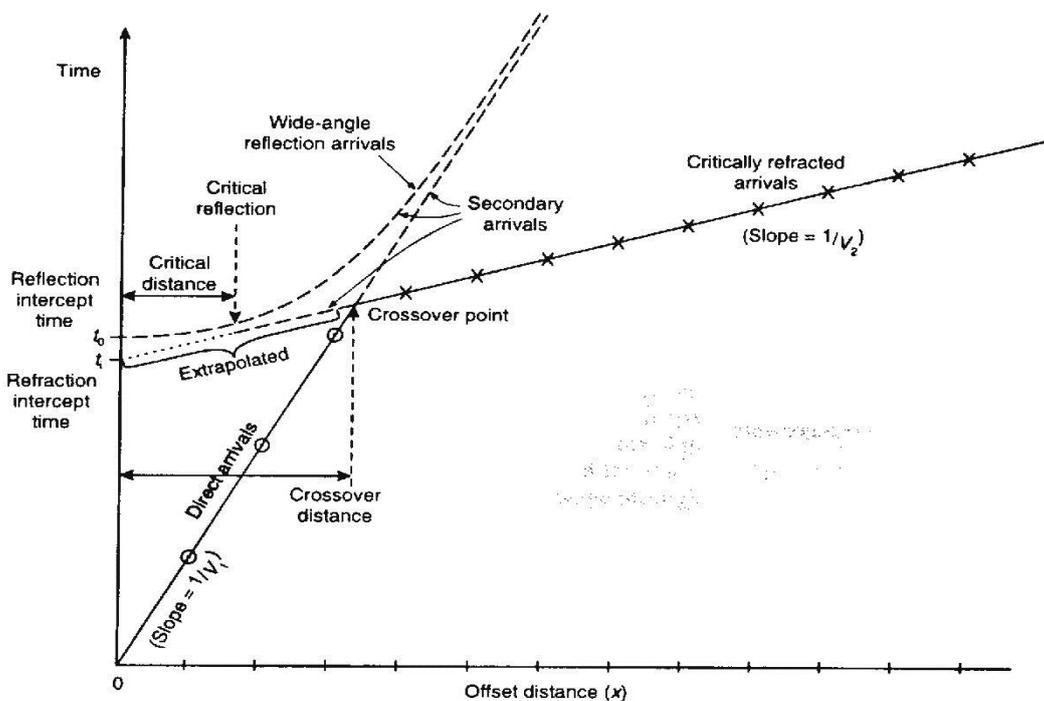
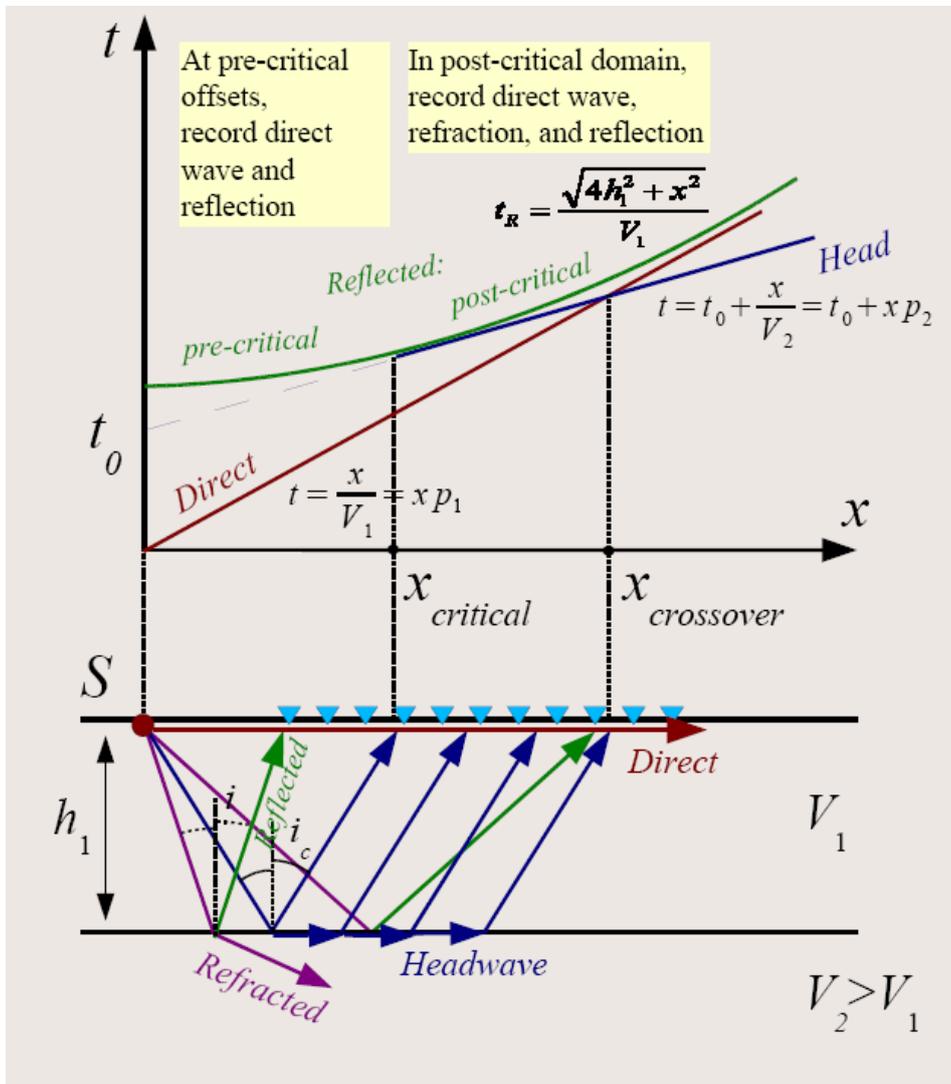
الورود الحرج Critical incidence أي عندما تكون زاوية الورود تساوي الزاوية الحرجة:

عندما تساوي الزاوية i_p إلى تسعون درجة تسمى زاوية الورود i_p بالزاوية الحرجة i_c ، عندها $\sin i_c = \frac{V_{p1}}{V_{p2}}$

وعندها تنزلق الطاقة تحت السطح الفاصل وتسير بسرعة الطبقة الثانية وتنبث أو تنتشر الأمواج حسب مبدأ هايجن في الوسط الأول ، حيث يبدأ لدينا ما يسمى بالانكسار إلى الطبقات الأعلى ، و تصل الطاقة المنكسرة انكساراً حرجاً إلى اللواقط الموجودة على سطح الأرض لتُسجلها الأجهزة كوصلات أولية.



الأشكال تبين أشعة مسارات الأمواج الانكسارية والزوايا الحرجة



الأشكال تمثل منحنيات المسافة- الزمن للأمواج المباشرة والانعكاسية والانكسارية

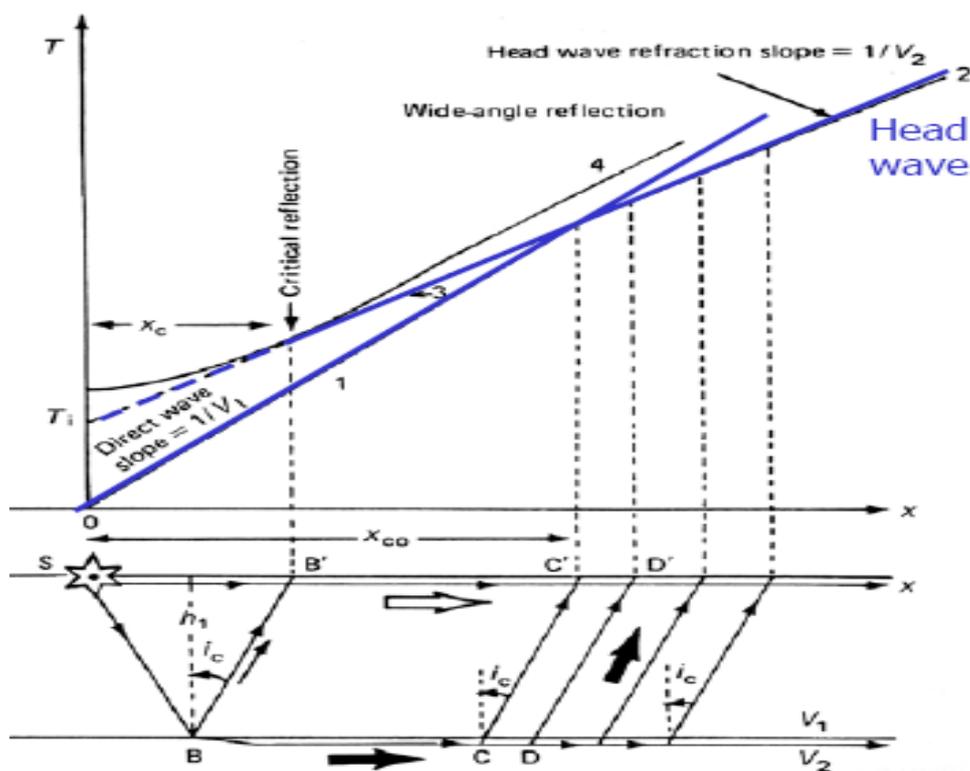
الطبقات الأفقية

إن أبسط طريقة لتمثيل بيانات التسجيل هو رسم زمن الوصول الأولي First arrival Time مقابل المسافة X بين نقطة التفجير S و نقاط التسجيل و ذلك في حالة تجانس الطبقات تحت سطحية كما هو واضح من المثال التالي: حساب معادلة أزمنة وصول الأمواج الانكسارية لوسط مؤلف من طبقتين:

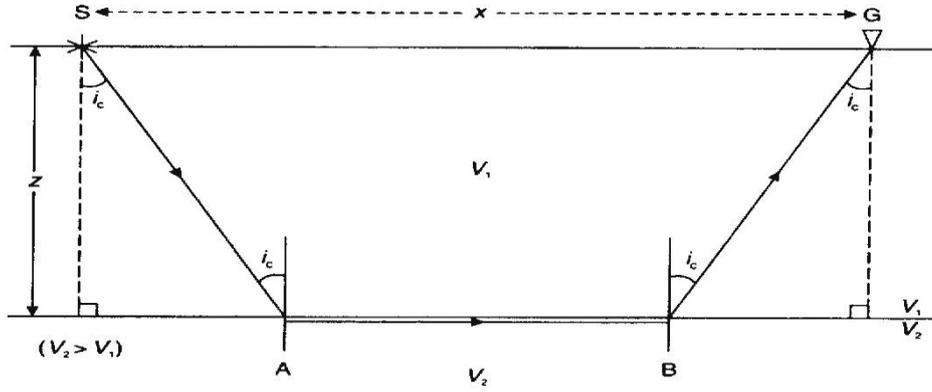
١- حالة طبقتين أفقيتين: Two-layers horizontal Interface

لتحدد علاقة الزمن – المسافة للأمواج السيزمية الانكسارية لوسط مؤلف من طبقتين مختلفي السرعة V_1 و V_2 على الترتيب $V_2 > V_1$ يفصل بينهما السطح الفاصل عند عمق h والمستمر أفقياً كما هو مبين بالشكل التالي. نلاحظ أن زمن وصول الموجة المباشرة التي تنتقل مباشرة من نقطة التفجير إلى اللواقط المغروسة على سطح الأرض، و زمن الموجة المنكسرة التي تتشكل بعد وصول الموجة الواردة إلى السطح الفاصل بزواوية حرجة I_c ، وتتكسر إلى السطح بنفس الزاوية الحرجة I_c ، و تأخذ مساراً يتكون من ثلاث أجزاء $S-B$ و $B-C$ و $C-C'$ يمكن تحديد هذا الزمن معبراً عنه بالمسافة الأفقية التي يقطعها .

يبين هذا الشكل منحنى المسافة – الزمن Travel time curve للأمواج المباشرة Direct waves و الأمواج المنكسرة Refracted waves و الأمواج المنعكسة reflected waves . لاحظ أن الأمواج السيزمية المنكسرة تبدأ في الوصول بعد المسافة الحرجة X_c Critical distance عند النقطة B' على الشكل، و تتقدم في زمن الوصول على الموجة المباشرة Direct waves بعد X_{co} Crossover distance مسافة التقاطع أي بعد النقطة C' ، ويرافقها زمن التقاطع . وبسهولة يمكن تحديد الأمواج الانكسارية التي هي دائماً تظهر على شكل وصولات أولية تبدأ بعد X_c وتظهر بعد X_{co} .



اما علاقة المسافة- الزمن لطبقتين يفصل بينهما سطح افقي يمكن استنتاجها من الشكل التالي:



Total travel time is:

$$T_{SG} = T_{SA} + T_{AB} + T_{BG} \quad (1)$$

where:

$$T_{SA} = T_{BG} = z/(V_1 \cos i_c) \quad (2)$$

$$T_{AB} = (x - 2z \tan i_c)/V_2. \quad (3)$$

Substituting expressions (2) and (3) into (1), we obtain:

$$T_{SG} = z/(V_1 \cos i_c) + (x - 2z \tan i_c)/V_2 + z/(V_1 \cos i_c)$$

which simplifies to:

$$T_{SG} = (1/V_2)x + 2z (\cos i_c)/V_1. \quad (4)$$

$$T_{SG} = x(\sin i_c)/V_1 + 2z(\cos i_c)/V_1 \quad (5)$$

or

$$T_{SG} = x/V_2 + t_i \quad (6)$$

where

$$t_i = 2z(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}/V_1 V_2 \quad (7)$$

$$z = t_i V_1 V_2 / 2(V_2^2 - V_1^2)^{1/2} \quad (8)$$

Remember that $\sin i_c = V_1/V_2$ (Snell's Law), and hence:

$$\cos i_c = (1 - V_1^2/V_2^2)^{1/2} \text{ (from } \sin^2 \theta + \cos^2 \theta = 1).$$

ومن المعادلة (8) يمكن أن نحسب قيمة h_1 أو z سماكة الطبقة الأولى، بدلالة t_i المعلومة وهي زمن التقاطع مع المحور العمودي وبدلالة قيم السرعة المعلومة V_1 و V_2 .

وبإعادة عرض المعادلات الرياضية البسيطة التي تمثل العلاقة بين زمن وصول الموجة السيزمية الانكسارية و سرعتها من ناحية وبين عمق السطح الفاصل أو عمق الطبقة من ناحية أخرى ، نكتب:

$$T = \frac{x}{V_1} \quad \text{Direct waves الموجة المباشرة}$$

تبين هذه المعادلة أن العلاقة بين زمن وصول الموجة السيزمية T و المسافة x علاقة خط مستقيم ميله يساوى $1/V_1$ يمر من المنبع . Refracted waves (Head waves) الأمواج الانكسارية من الشكل (ص ٢٦)

$$T = T_{SB} + T_{DD'} + T_{BD}$$

$$T = \frac{2h_1}{V_1 \cos i_c} + \frac{x - 2h_1 \tan i_c}{V_2}$$

$$T = \frac{x}{V_2} + \frac{2h_1 \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1}$$

تبين هذه العلاقة بين زمن وصول الموجة السيزمية T و المسافة بين مصدر الموجة و أجهزة التسجيل x علاقة خط مستقيم ميله الخط المستقيم يساوى $1/V_2$ و تقاطع هذا المنحني مع محور الزمن Intercept Time تساوى:

$$T_0 = \frac{2h_1 \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1}$$

ومنه يمكن أن نحسب قيمة h_1 سماكة الطبقة الأولى و هو في نفس الوقت عمق الطبقة الثانية. وذلك بمعرفة قيمة السرعة V_1 و V_2 وقيمة تقاطع هذا المنحني مع محور الزمن .

طريقة أخرى لحساب قيمة سماكة الطبقة الأولى و هو في نفس الوقت عمق الطبقة الثانية وذلك بمعرفة قيمة السرعة V_1 و V_2 وقيمة مسافة التقاطع (Xco) Crossover Distance و هي المسافة التي تصل بعدها الأمواج المنكسرة Refracted waves كوصول أولي. وفي هذه النقطة يتساوى زمن وصول الموجة المباشرة Direct Wave وزمن وصول الموجة المنكسرة Refracted wave. ولذلك نكتب:

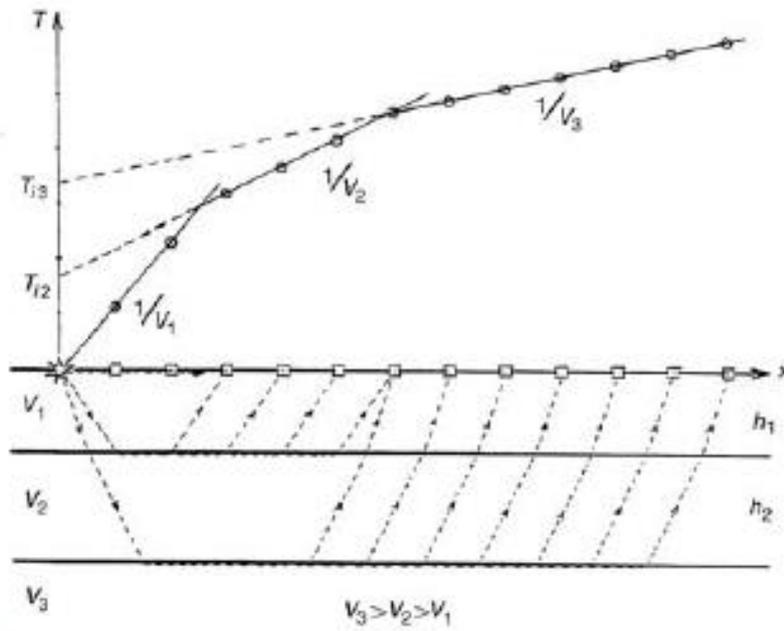
$$\frac{x_{co}}{V_1} = \frac{x_{co}}{V_2} + \frac{2h_1\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2V_1}$$

$$x_{co} = 2h_1 \frac{\sqrt{V_2 + V_1}}{\sqrt{V_2 - V_1}}$$

Depth $h = 0.5 \sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}} \cdot X_{cross}$

ومنه فإن العمق يساوى:

٢- حالة ثلاثة أوساط أفقية: Three-layers horizontal Interface

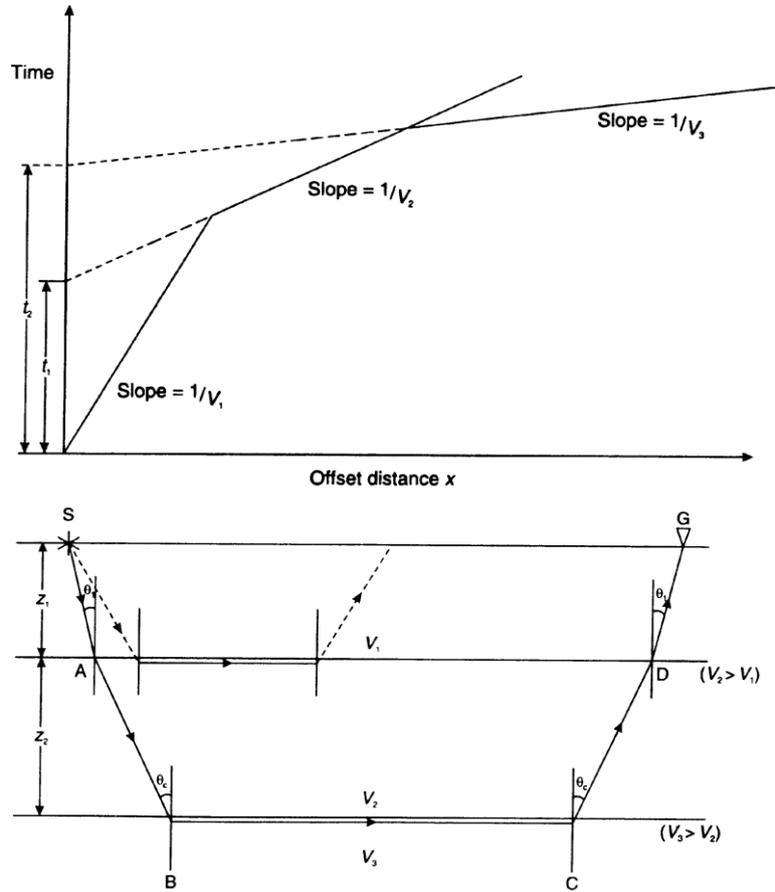


Head wave from top layer 2:

$$T = \frac{x}{V_2} + \frac{2h_1\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2V_1}$$

Head wave from top layer 3:

$$T = \frac{x}{V_3} + \frac{2h_1\sqrt{V_3^2 - V_1^2}}{V_3V_1} + \frac{2h_2\sqrt{V_3^2 - V_2^2}}{V_3V_2}$$



$$z_1 = t_1 V_1 V_2 / 2(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}$$

$$z_2 = t_2 V_2 V_3 / 2(V_3^2 - V_2^2)^{1/2}$$

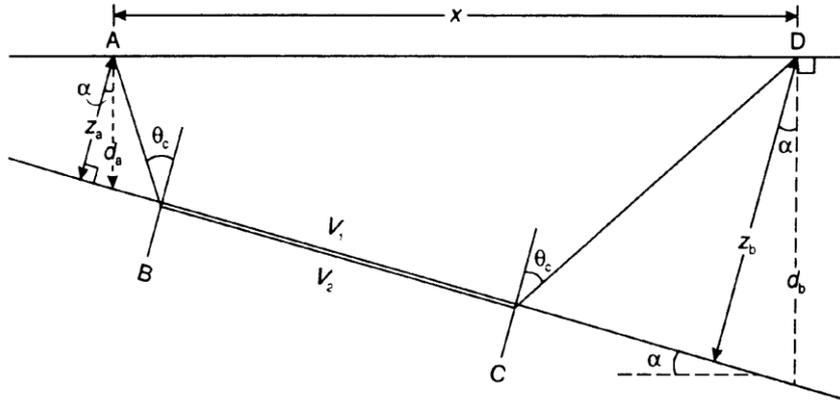
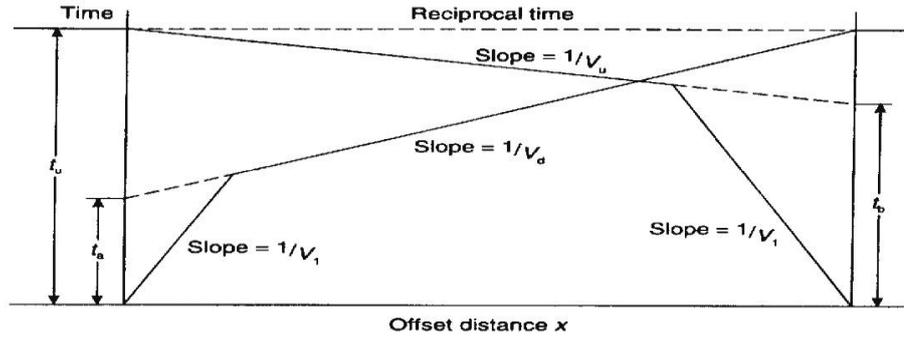
$$- z_1 V_2 (V_3^2 - V_1^2)^{1/2} / V_1 (V_3^2 - V_2^2)^{1/2}$$

The total travel time T_{SG} in an n -layer case is given by:

$$T_{SG} = x/V_n + \sum_{i=1}^{n-1} [(2z_i \cos \theta_i) / V_i]$$

where $\sin \theta_i = V_i / V_n$.

Note that θ_i are not critical angles except for θ_{n-1} .



من الشكل اعلاه يمكن كتابة معادلات مسار الموجة المنكسرة عن السطوح المائلة بالاتجاه الهابط d والصاعد u كما يلي:

$$T_{ABCD} = (x \cos \alpha)/V_2 + [(z_a + z_b) \cos i_c]/V_1$$

$$t_d = x [\sin (\theta_c + \alpha)]/V_1 + t_a \quad \text{where } t_a = 2z_a (\cos \theta_c)/V_1 .$$

$$t_u = x [\sin (\theta_c - \alpha)]/V_1 + t_b \quad \text{where } t_b = 2z_b (\cos \theta_c)/V_1 .$$

$$t_d = x/V_d + t_a, \quad \text{where } V_d = V_1/\sin (\theta_c + \alpha)$$

$$t_u = x/V_u + t_b, \quad \text{where } V_u = V_1/\sin (\theta_c - \alpha).$$

$$V_2 \approx (V_d + V_u)/2.$$

يمكن إعادة صياغة المعادلات أعلاه بالشكل المعروف لديكم أثناء جلسات العمل التالي:

$$T_{ABCD} = (x \cos \alpha) / V_2 + [(z_a + z_b) \cos i_c] / V_1$$

$$\text{الاتجاه الهابط } T_d = \frac{x \sin(ic + \alpha)}{V_1} + \frac{2Za \cos ic}{V_1}$$

$$\text{الاتجاه الصاعد } T_u = \frac{x \sin(ic - \alpha)}{V_1} + \frac{2Zb \cos ic}{V_1}$$

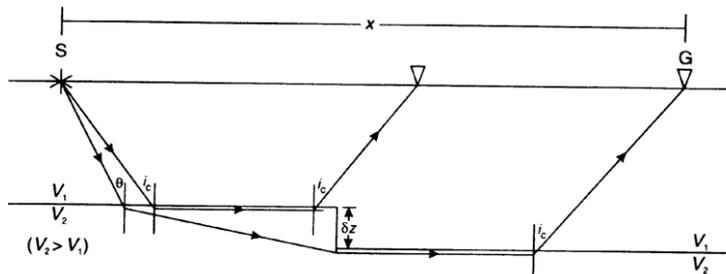
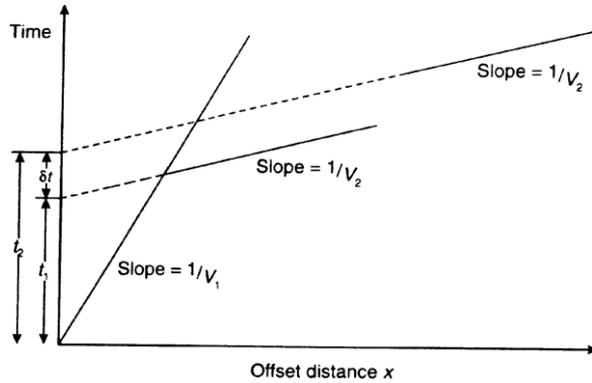
$$\sin(ic - \alpha) = \left(\frac{V_1}{V_u} \right), \quad \sin(ic + \alpha) = \left(\frac{V_1}{V_d} \right)$$

$$ic - \alpha = \sin^{-1} \left(\frac{V_1}{V_u} \right), \quad ic + \alpha = \sin^{-1} \left(\frac{V_1}{V_d} \right)$$

$$\alpha = \frac{1}{2} \left[\sin^{-1} \left(\frac{V_1}{V_d} \right) - \sin^{-1} \left(\frac{V_1}{V_u} \right) \right] \text{ بتر العلاقتين}$$

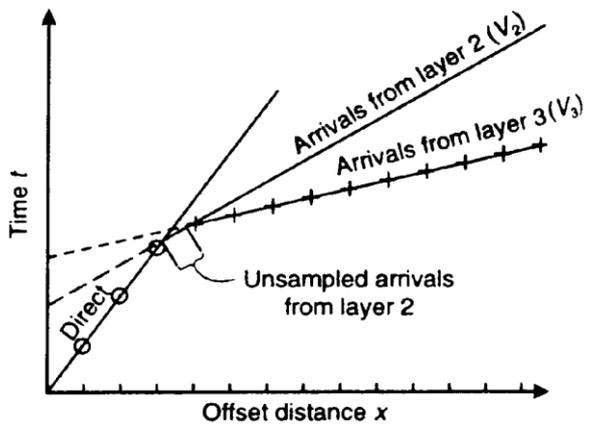
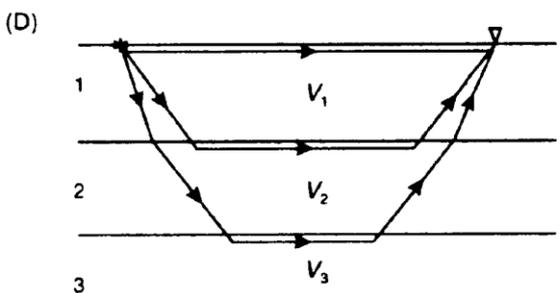
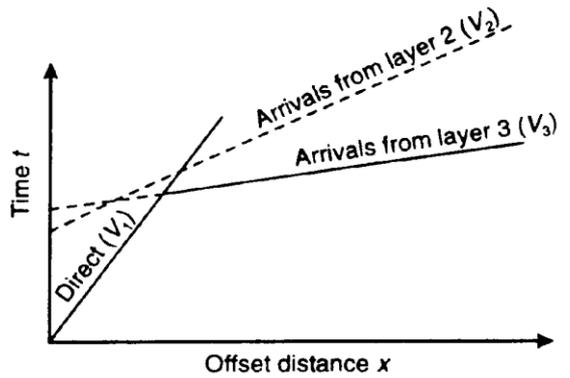
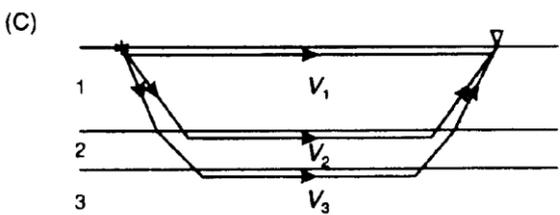
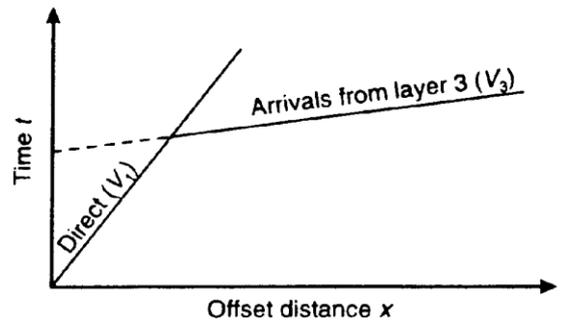
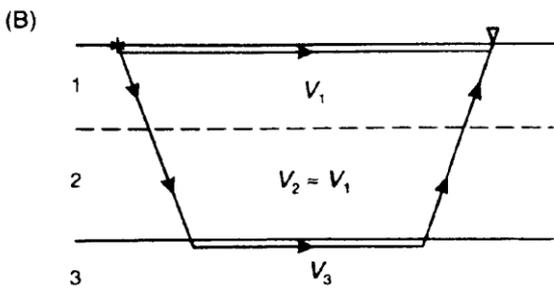
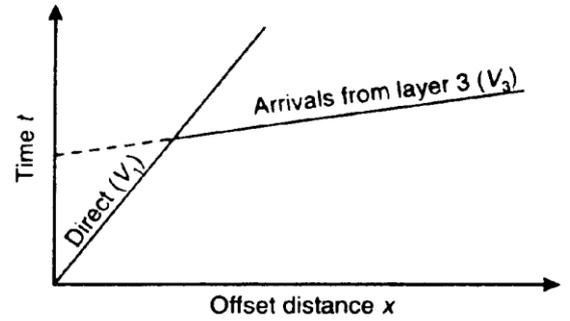
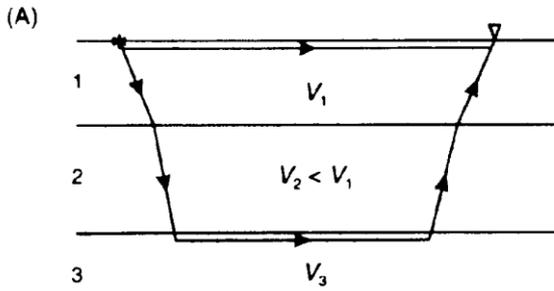
$$ic = \frac{1}{2} \left[\sin^{-1} \left(\frac{V_1}{V_u} \right) + \sin^{-1} \left(\frac{V_1}{V_d} \right) \right] \text{ بجمع العلاقتين}$$

منحنيات المسافة - الزمن في حالة فالق :



$$\delta z = \delta t V_1 V_2 / (V_2^2 - V_1^2)^{1/2}$$

حالات عدم التحديد في الطرائق الانكسارية أي الحالات الطبقات المخفية التي لا تظهر في التسجيلات السيزمية :



معادلات حساب الأعماق السطوح الانكسارية بطريقة التقاطع مع محور الزمن Ti:

حساب سماكة الطبقة الأولى d1 :

$$d_1 = \frac{T_{i2}V_1}{2\text{COS}i_{12}} = \frac{T_{2i}V_1V_2}{2\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$$

$$d_2 = \frac{V_2}{2\text{COS}i_{23}} \left(T_{i3} - \frac{2d\text{COS}i_{13}}{V_1} \right) = \text{حساب سماكة الطبقة الثانية d2} :$$

$$d_2 = \frac{V_2V_3}{2\sqrt{V_3^2 - V_2^2}} \left(T_{i3} - \frac{2d\sqrt{V_3^2 - V_1^2}}{V_3V_1} \right)$$

حساب سماكة الطبقة الثالثة d3 :

$$d_3 = \frac{V_3V_4}{2\sqrt{V_4^2 - V_3^2}} \left[T_{i4} - 2 \left(\frac{d_1\sqrt{V_4^2 - V_1^2}}{V_1V_4} + \frac{d_2\sqrt{V_4^2 - V_2^2}}{V_2V_4} \right) \right]$$

حساب سماكة الطبقة الأخيرة dn :

$$d_{n-1} = \frac{V_{n-1}}{2\text{COS}i_{n-1,n}} \left[T_{in} - 2 \sum_{k=1}^{k=n-2} \frac{d_k \text{COS}i_{kn}}{V_k} \right]$$

$$\text{COS}i_{12} = \sqrt{1 - \frac{V_1^2}{V_2^2}} = \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2}$$

والعمق النهائي هو مجموع السماكات للطبقات المطلوبة

رابعاً: الطرائق السيزمية الانعكاسية

١ . مقدمة في المسح السيزمي الانعكاسي الحقلي

تتنوع الطرائق الحقلية لجمع المعطيات السيزمية الانعكاسية بشكل كبير وذلك طبقاً لمناطق العمل مائة كانت أم يابسة وإمكانية الوصول إليها وكذلك حسب طبيعة المسألة الجيولوجية. ويجب ترتيب مراحل العمل بشكل متسلسل. حيث المطلوب وبشكل أساسي العمل الحقلي العالي الجودة، وذلك لأنه لا توجد طريقة فيما بعد تستطيع علاج العيوب في المعطيات السيزمية الأساسية.

يتم تنظيم وتوزيع المهام المطلوبة لتنفيذ الأعمال و المسوحات الحقلية الحصول على المعطيات اللازمة، بما فيها تجارب الاختبار الأولية لتحديد بارامترات العمل الحقلي للمنطقة الدراسة. علماً بأن طريقة نقطة العمق المشتركة هي الطريقة المستخدمة بشكل واسع هذه الأيام.

عادةً تستعمل مجموعات من اللواقط لتسجيل المعطيات السيزمية من قنال واحد، ومجموعة من المنابع أي مجموعات اللواقط و مجموعات المنابع. تملك هذه المجموعات مواصفات استجابة تعتمد على كلاً من طيف الأمواج وسرعتها والاتجاهات الذي وردت منه الأمواج. تستخدم هذه المواصفات والميزات لإخماد أنواع معينة من أمواج الضجيج أو الشغب. ويعتمد اختيار البارامترات الحقلية على كل من الهدف الجيولوجي و طبيعة الضجيج، وفي بعض الأحيان بعض المواقع وبعض الأهداف الجيولوجية تتطلب تقنيات خاصة للعمل الحقلي، مثل التفجير تحت السطحي والرصد في الآبار والرصد ثلاثي الأبعاد و استخدام الطرائق السيزمية ذات التميز العالي واستخدام خطوط الرصد المنحنية.

كما ينبغي أن تتم التصحيحات الساكنة مثل تصحيحات الارتفاع وتصحيح طبقة التجوية، للحصول على المعطيات القابلة للتفسير السليم . و التصحيحات الأولى هي التي تحسب في الحقل من قبل المجموعة الحقلية (التصحيحات الطبوغرافية و تصحيحات التجوية)، وهي غالباً التصحيحات الأكثر أهمية. أما التصحيحات الإضافية أو المتبقية فتتم لاحقاً أثناء معالجة المعطيات.

٢ . بعض المفاهيم الأساسية

٢.١ . السطوح العاكسة الأفقية.

أبسط مسألة ذات بعدين يمكن اعتبارها في حالة الطبقات الأفقية كما في الشكل (٢-١). السطح العاكس AB يقع على عمق h تحت المنبع S . الطاقة الواردة من المنبع S على طول الشعاع SC ستنعكس في المستوي حيث زاوية الانعكاس تساوي زاوية الورود. يمكن تحديد الشعاع المنعكس CR من تشكل زاوية تساوي α مع الناظم في النقطة C ، حيث زاوية الورود تساوي زاوية الانعكاس. ولكنه من السهل استخدام المنبع الوهمي I ، الواقع على نفس الناظم على السطح العاكس من النقطة S وعلى مسافة h تحت السطح العاكس من حيث تقع S ، إذا وصلنا I مع C ومددنا الخط بشكل مباشر إلى R ينتج CR الشعاع المنعكس، لأن CD يوازي SI وكلها زوايا تساوي α .

لنعتبر السرعة الوسطية V ، فإن زمن الانتشار t للأمواج المنعكسة يساوي إلى $(SC + CR)/V$ ولكن $SC = CI$ لذلك IR تساوي بالطول المسار الحقيقي SCR . ومنه $t = IR/V$ ، ومن علاقة المسافة X مسافة المنبع - اللاقط (offset) يمكن كتابة المعادلة التالية:

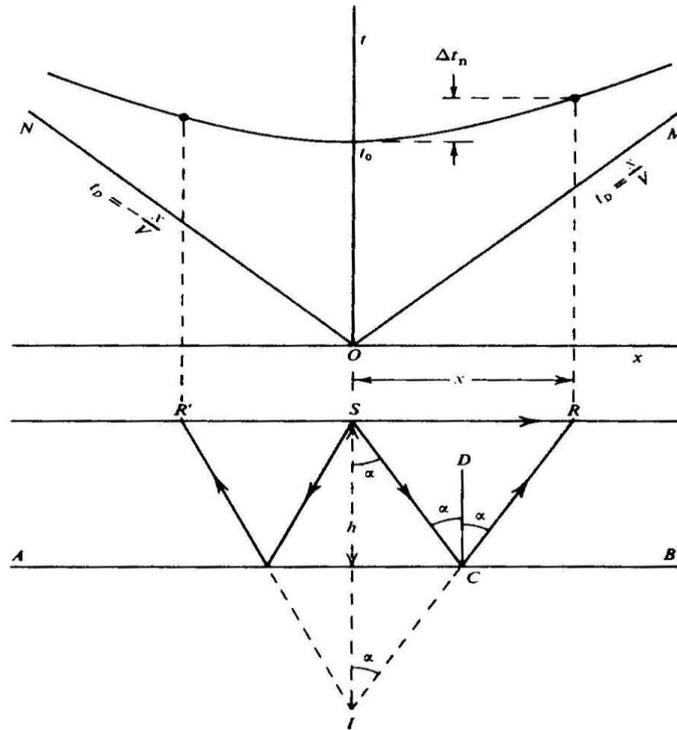
$$V^2 t^2 = X^2 + 4h^2 \quad (1)$$

$$\frac{V^2 t^2}{4h^2} - \frac{X^2}{4h^2} = 1 \quad (2)$$

وبذلك منحني المسافة - الزمن للأموج المنعكسة هو قطع زائد، كما هو واضح من الجزء العلوي من الشكل (١-٢).

$$t = \frac{1}{V} \sqrt{X^2 + 4h^2} \quad \text{ومعادلته تأخذ الشكل:}$$

اللاقط الموجود في R سوف يسجل أيضاً الأمواج المباشرة التي تنتشر على طول المسار SR . بما أن SR دائماً أصغر من $SC + CR$ فإن الأمواج المباشرة تصل أولاً، وزمن مسار تلك الأمواج $t_D = X/V$ ومنحني المسافة الزمن OM و ON هو خط مستقيم صادراً من المنبع وميله $\pm 1/V$.



الشكل (١-٢) منحني المسافة الزمن ومسار الأمواج لعاكس أفقي

عندما تكبر المسافة X بشكل كبير، فإن الفرق بين SR و $SC + CR$ يصغر ومنحني المسافة - الزمن للأموج المنعكسة يدنو (يقترّب) من منحني المسافة - الزمن للأموج المباشرة بشكل مقارب. عمق السطح العاكس يحدد بقياس الزمن t_0 زمن المسار إلى اللاقط الموجود في نقطة المنبع. وبوضع $X = 0$ في المعادلة (١) نحصل على:

$$t_0 = \frac{2h}{V} \quad \text{و} \quad h = \frac{1}{2} V t_0 \quad (٣)$$

المعادلة (١) يمكن أن تكتب:

$$t^2 = \frac{x^2}{V^2} + \frac{4h^2}{V^2} = \frac{x^2}{V^2} + t_0^2 \quad (٤)$$

إذا وضعنا بيانياً t^2 مقابل X^2 (يمكن t مقابل X الشكل (١١-٢)) نحصل على خط مستقيم ذو ميل $1/V^2$ يقطع t_0 (يقطع المحور t^2 بالمقدار t_0^2). هذا يعطي الأساس لرسم مخطط معروف جداً لتحديد V ، وهي طريقة " $T^2 - X^2$ " .

٢ . ٣ . ٢ . التباعد الأفقي الطبيعي وتغيرات المسافة مع الزمن NMO, Zero-offset time and Constant offset

إن التجارب التطبيقية الحقلية بشكل عام للدراسات السيزمية الانعكاسية توضح بأن زمن وصول الموجة المنعكسة t_x هو عبارة عن مجموع الأزمنة t_o عند تطابق المنبع واللاقظ معاً في نفس المكان (عند المسافة التي تساوي الصفر بين المنبع واللاقظ zero-offset time) الشكل (٢-٢)، ومنها نحصل على الزمن الناتج المصحح بشكل طبيعي. وزيادة فرق الزمن Δt هي تحصل من تباعد اللواقظ عن المنبع لاحظ الشكل (٢-٣) أي :

$$t_x = t_o + \Delta t \quad (٩)$$

زيادة الزمن Δt تسمى زمن التباعد الأفقي الطبيعي.
من المعادلة العامة:

$$t_x = \sqrt{\frac{4h_1^2}{V_1^2} + \frac{x^2}{V_1^2}} \quad (١٠)$$

$$t_o = \frac{2h_1}{V_1} \quad \text{وحيث :}$$

نجد :

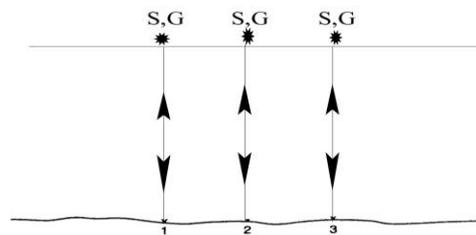
$$t_x = \sqrt{t_o^2 + \frac{x^2}{V_1^2}} = t_o \sqrt{1 + \frac{x^2}{t_o^2 V_1^2}} \quad (١١)$$

$$\Delta t = t_x - t_o$$

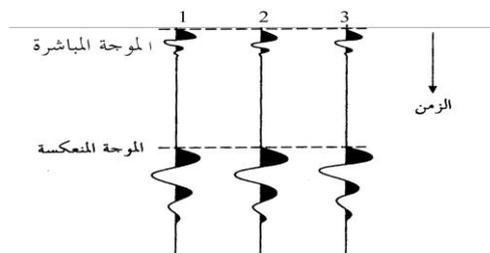
ومن زمن التباعد الأفقي الطبيعي

$$\Delta t = \sqrt{t_o^2 + \frac{x^2}{V_1^2}} - t_o \quad (١٢)$$

(A)



(B)



الشكل (٢-٢) الانعكاس في حالة تطابق المنبع واللاقظ zero-offset time

وللأغراض السيزمية الانعكاسية تأخذ المعادلة الشكل التالي:

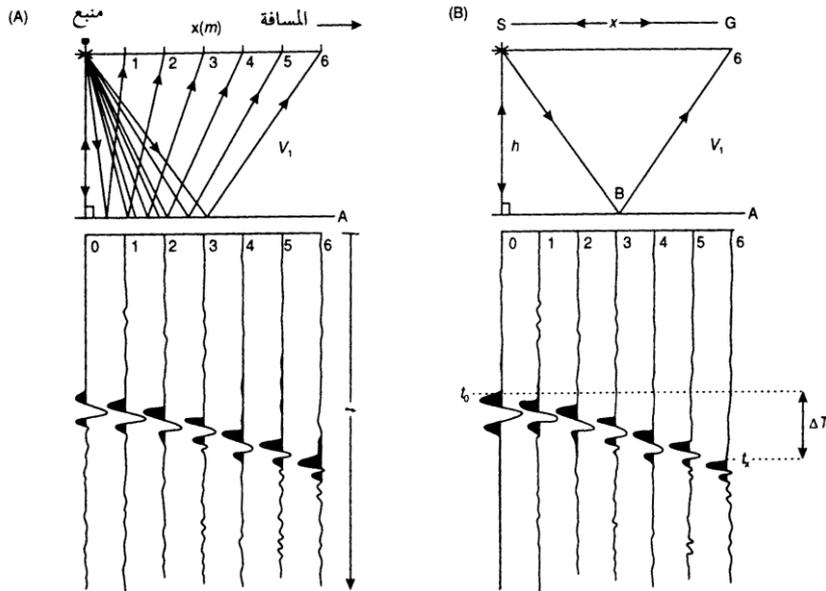
$$t_x = t_o \left(1 + \frac{x^2}{2t_o^2 V_1^2}\right) = t_o + \frac{x^2}{2t_o V_1^2} \quad (١٦)$$

وبالمقارنة من المعادلة (٩) نجد أن التباعد الأفقي الطبيعي هو:

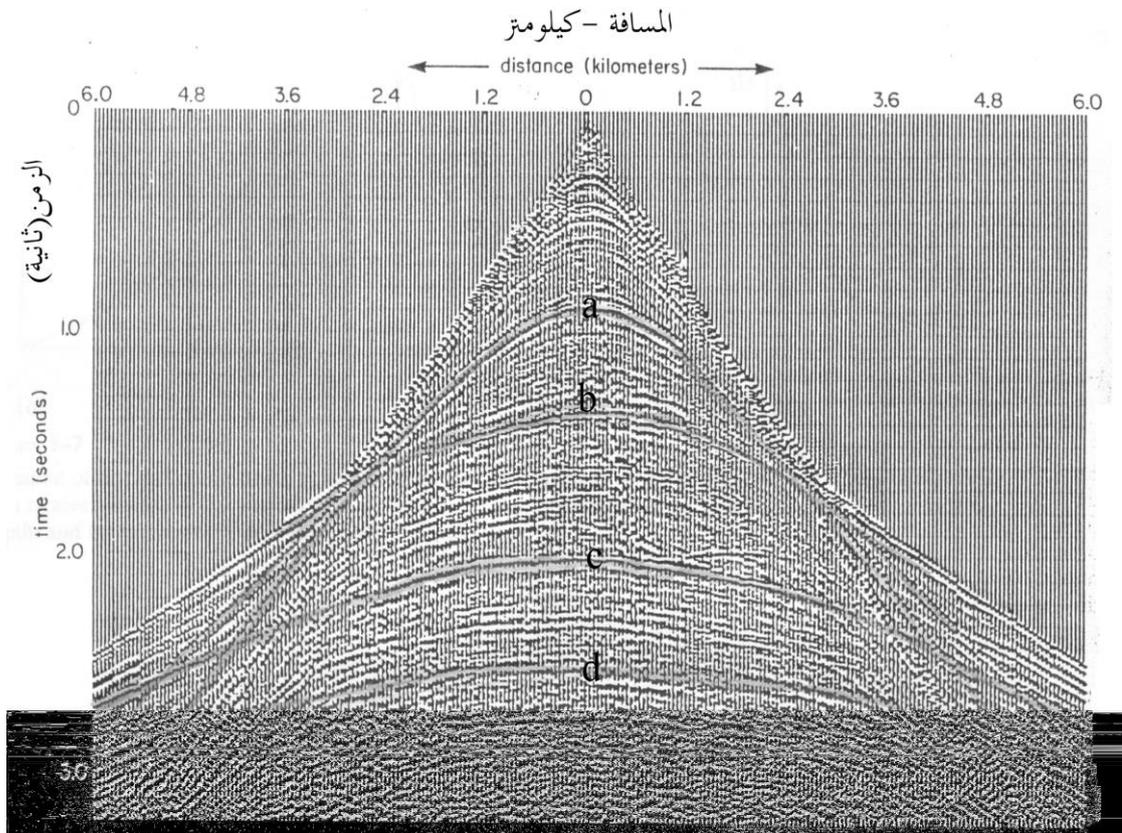
$$\Delta t = \frac{x^2}{2t_0 V_1^2}$$

(١٧)

وهذا المقدار يسمح لنا بمعرفة تزايد قيمة الزمن مع ازدياد المسافة أي تباعد اللواقظ عن المنبع.

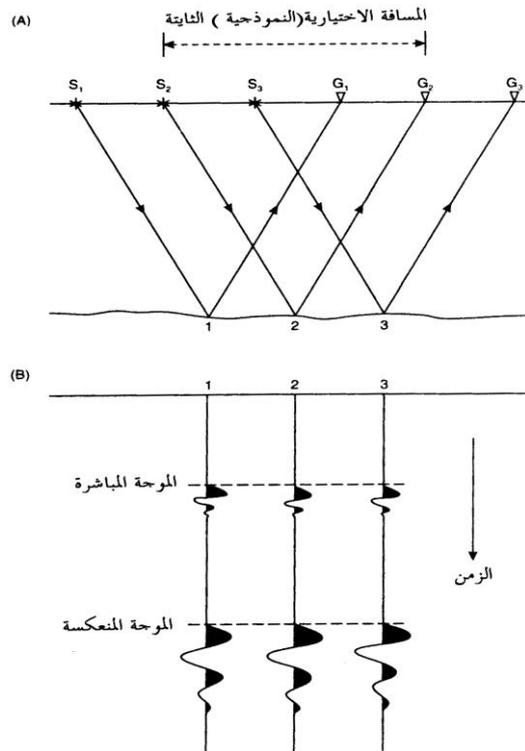


الشكل (٢-٣) تأثير التباعد الأفقي لانتشار الأشعة



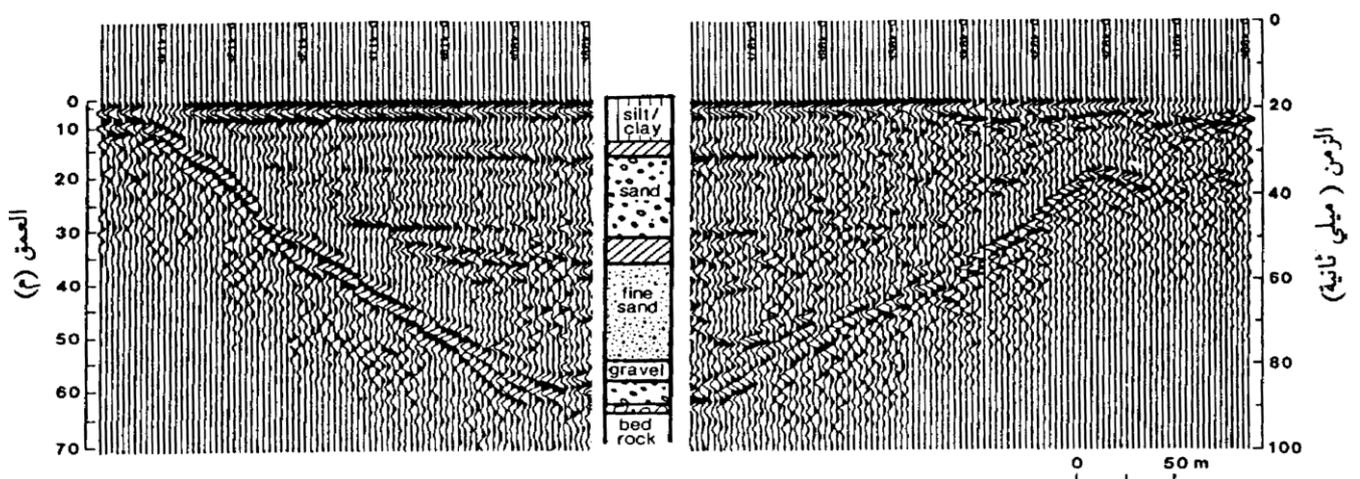
الشكل (٢-٥) تسجيل سيزمي انعكاسي حقيقي. لاحظ تقاطع منحنيات المسافة الزمن للعواكس a, b مع ازدياد الزمن والمسافة. لاحظ كذلك الفرق بين المنحنيات b وd.

أما في حالة التباعد الثابت بين المنبع واللاقط Constant offset الشكل (٢ - ٦)، فإنه يتم اختيار مسافة معينة نموذجية وثابتة بين المنبع واللاقط تساهم في حل المسألة المطلوبة وتتناسب مع ظروف العمل الحقلي من حيث طبيعة أمواج الضجيج والشغب المنتشرة في منطقة العمل والابتعاد عنها قدر الإمكان، والحصول على الأمواج المفيدة عن السطوح العاكسة المطلوبة.



الشكل (٢ - ٦) حالة المسافة الثابتة بين المنبع واللاقط Constant offset

إن مفهوم التباعد الأفقي هام جداً، وهو المعيار الرئيس والذي يمكن منه الجزم على التسجيل السيزمي وجود وفرز الأمواج الانعكاسية. ومنه نحصل على المقطع السيزمي كما في الشكل التالي.



٢. ٣. ٣. السطح العاكس المائل،

عندما يكون البروفيل ممتد باتجاه ميل الطبقة فإنه لدينا الحالة الموضحة في الشكل (٧-٢) حيث φ - زاوية الميل، h - العمق الناظمي على السطح العاكس. لرسم أشعة الأمواج المنعكسة إلى اللاقط R ، نصل المنبع الوهمي I إلى R بخط مستقيم يقطع الطبقة في النقطة C . عندها المسار هو SCR والزمن t يساوي إلى $(SC + CR)/V$ ، وبما أن $(SC + CR) = IR$ ، نجد من خلال تطبيق قانون التجيب على المثلث SIR أن:

$$\begin{aligned} V^2 t^2 &= \overline{IR}^2 \\ &= X^2 + 4h^2 - 4hX \cos(\frac{1}{2}\pi + \varphi) \\ &= X^2 + 4h^2 + 4hX \sin \varphi \end{aligned} \quad (١٨-٢)$$

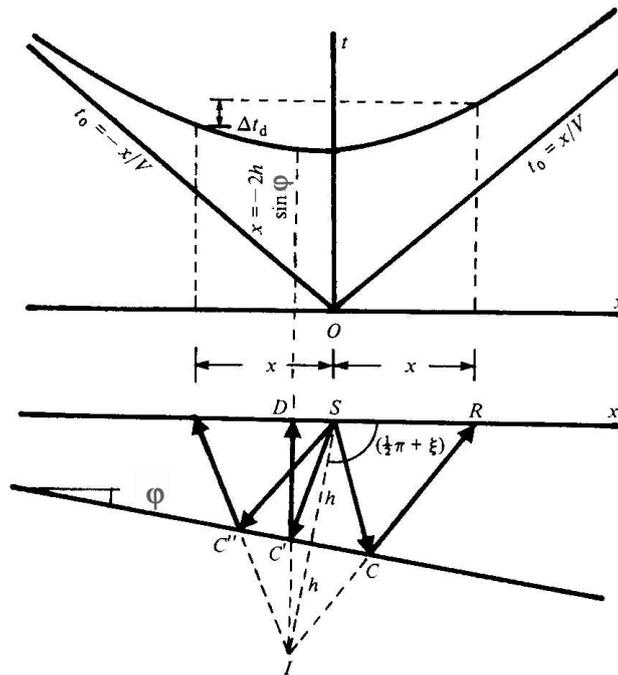
وبفرض التربيع نحصل على:

$$\frac{V^2 t^2}{(2h \cos \varphi)^2} - \frac{(X + 2h \sin \varphi)^2}{(2h \cos \varphi)^2} = 1$$

وكما سبق فإن منحنى المسافة - الزمن هو قطع زائد ولكن محور التناظر الآن هو الخط الذي فاصلته $X = -2h \sin \varphi$ عوضاً عن المحور t . هذا يعني أن t لها قيم مختلفة للواقط الموزعة بشكل متناظر على جانبي المنبع. تختلف عن حالة الطبقة الأفقية. المعادلة النهائية تأخذ الشكل التالي:

$$t = \frac{1}{V} \sqrt{X^2 + 4h^2 \pm 4hX \sin \varphi}$$

بوضع $X = 0$ في المعادلة (١٨) تعطي نفس القيمة لـ h كما في المعادلة (٣)، إلا أنه نلاحظ أن h لا تقاس بشكل شاقولي كما في الحالة السابقة.



الشكل (٧-٢) منحنى المسافة الزمن ومسار الأمواج لعاكس مائل

النقاط "C, C', C" في الشكل (٧-٢) تسمى نقاط الانعكاس حيث زوايا الورود تساوي زوايا الانعكاس. وأحياناً نسميها "نقاط الأعماق". النقاط المنعكسة تنزاح نحو الأعلى باتجاه صعود الطبقة بالنسبة للعواكس المائلة .

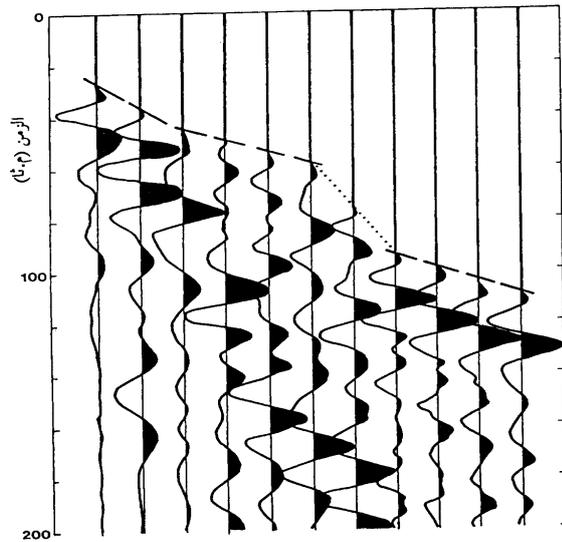
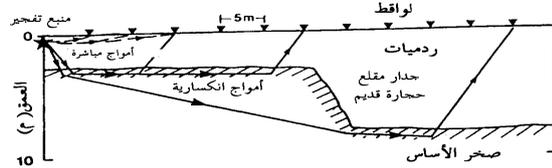
تطبيقات الطرائق السيزمية

نعلم أن التطبيق الأساسي للطرائق السيزمية هو التنقيب عن النفط والغاز (الهيدروكربونات)، وهناك تطبيقات أخرى لهذه الطرائق، والتي أخذت تنمو بشكل سريع في الآونة الأخيرة، مثل الدراسات الجيوهندسية والبيئية والآثرية والدراسات المائية .

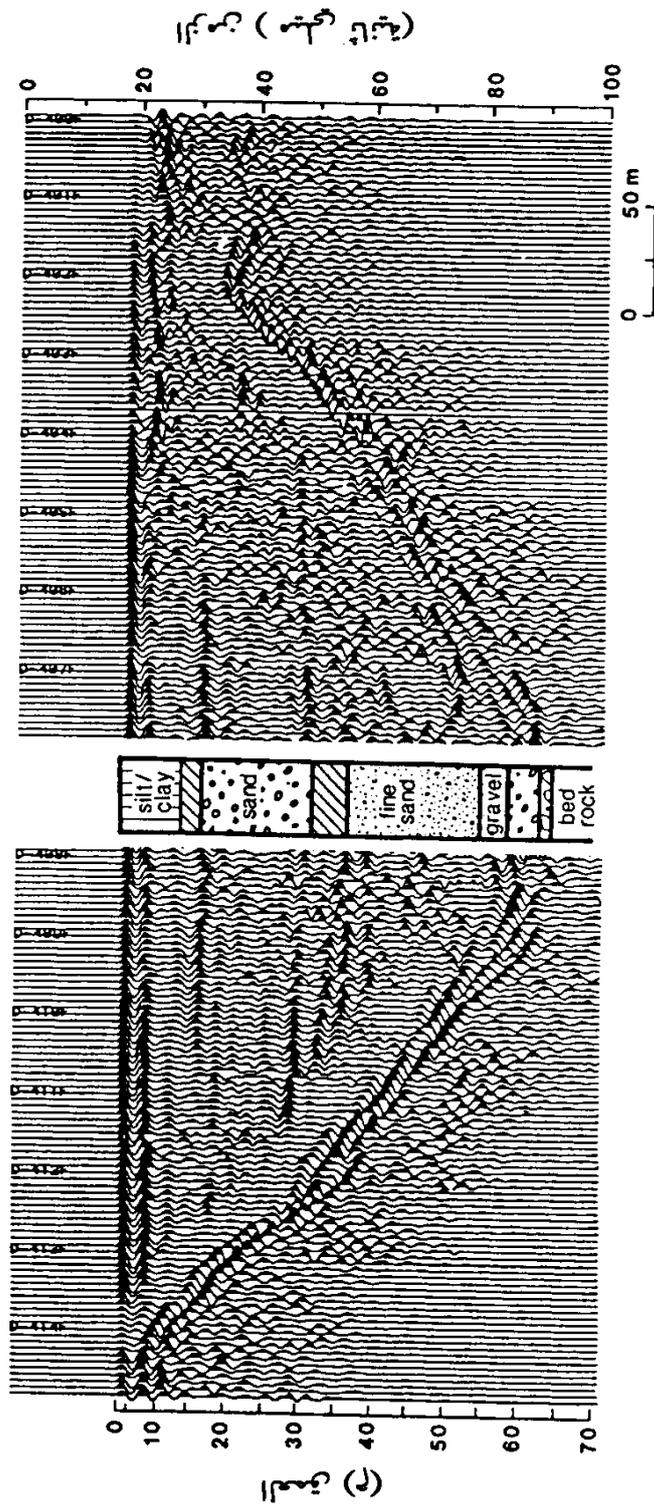
١. مواضع الأعمال الهندسية والبيئية.

تحت مفهوم السيزمية الجيوهندسية والبيئية يمكن أن تنطوي مجمل الدراسات المرتبطة بالمشاريع الإنشائية وبناء المنشآت الهندسية مثل: السدود والجسور والطرق والأبنية الكبيرة وإنشاء المطارات والأنفاق وغيرها. وتحديد الآثار البيئية التي يمكن أن تنجم عن هذه الأعمال والمرتبطة بها ، وخاصة عند بناء الأنفاق أو المحطات النووية أو أماكن رمي النفايات النووية.

من الطرائق السيزمية الانكسارية والانعكاسية يمكن الحصول على المعلومات والقيم التي تهتم المهندس المدني والبيئي مثل ثوابت وعوامل المرونة. وهي ضرورية لرسم الخريطة الجيولوجية التفصيلية، وخاصة الصدوع، وأماكن الشقوق واتجاهها وذلك عند هندسة المنشآت الكبيرة مثل الأنفاق ومحطات الطاقة الذرية وغيرها. الدراسات السيزمية وفي أكثر الحالات تستخدم لمضاهاة النتائج البترية وتحديد عدد ومواقع الآبار الجديدة المطلوبة لاستكمال النتائج. وكذلك الأمر تستخدم الطرائق السيزمية لتحديد الفراغ مثل الكهوف والمناجم المهجورة وتحديد الألفية المطمورة والفوالق السطحية. معظم اهتمامات المهندسين والبيئيين تتركز على المعطيات السطحية، حيث الأهداف بشكل عام ذات عمق اقل من ٣٠ م، غالباً من ١٠ إلى ١٥ م عمق وأحياناً الأمتار الأولى فقط. وبين الحين والآخر يزيد الاهتمام إلى المعطيات الأعمق وخاصة عند بناء الأنفاق أو المحطات النووية أو أماكن رمي النفايات النووية. يبين الشكل (١-١٣) استخدام الطرائق الانكسارية لتحديد صخر الأساس كما يبين الشكل (٢-١٣) استخدام الطرائق الانعكاسية لتحديد طبيعة وشكل الطبقات.



الشكل (1- 13) يبين في الأعلى مخطط الموقع المدروس وتوزع اللواقط ، وأشعة انتشار الأمواج المباشرة والانكسارية . في الأسفل حقل موجي يبين الوصلات الأولية بمخط متصل . (لاحظ مقياس العمق والزمن)



الشكل (2 - 13) يبين مقطع زمني جيوهندسي ذات تمييز عالي (لاحظ عدد الطبقات والعمق المدروس حوالي 70 م والزمن 100 ميلي ثانية ، حيث طول المقطع حوالي 500 م)

الأجهزة السيزمية

١- منابع توليد الطاقة مقدمة

المنبع المطلوب (المرغوب): يجب أن تتوفر في المنبع السيسمي المثالي الذي سيولد الأمواج المواصفات التالية:

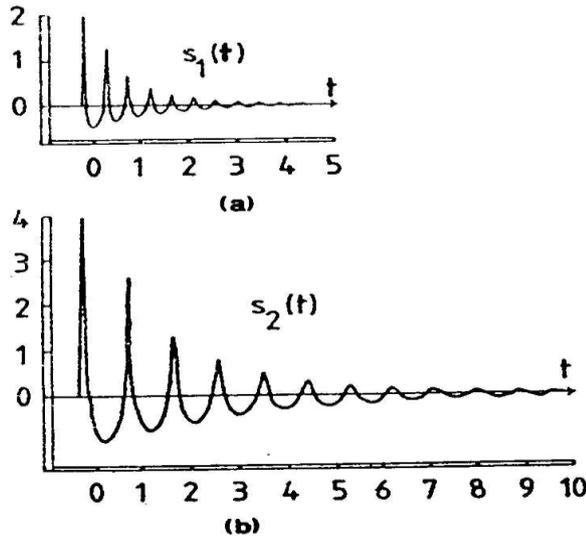
١- يولد طاقة كافية يمكن اكتشافها بسهولة و استقبالها بعد انتشارها مسافات كبيرة.

٢- فترة إطلاق الطاقة قصيرة .

٣- يمكن تكرار إصدار الطاقة بسهولة.

٤- لا يولد ضجيجاً يتداخل مع الأمواج المنعكسة المسجلة.

ويشير قانون المنابع أنه بازياد طاقة المنبع، يزيد كل من سعة الإشارة وقياس الزمن، ولكن لا يغير شكل الموجة إذا كانت بيئة المنبع نفسها الشكل (٦- ١)، فإن زيادة الطاقة تطيل الإشارة السيسمية. يوفر التكديس الشاقولي طريقة بديلة بمكان زيادة الطاقة وبدون إطالة الإشارة السيزمية في حالة تكرار



الشكل (٦- ١) إشارات من مدفعين هوائيين
طاقة الثاني (b) تعادل ثماني مرات طاقة الأول (a)

المنبع (المنابع الجمعية).

أنواع المنابع:

١- المنابع التفجيرية ٢- الوزن الهابط ٣- المطرقة ٣- المدفع الهوائي ٤- المنبع الرجاج ٥- منابع توليد الأمواج العرضية

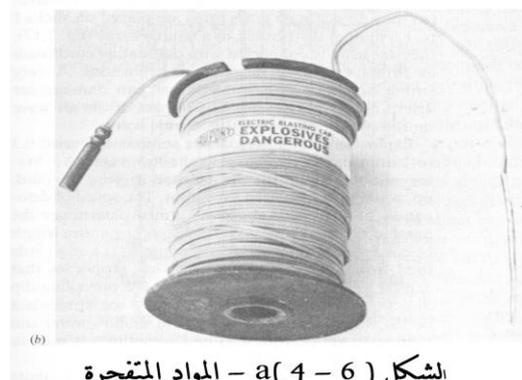
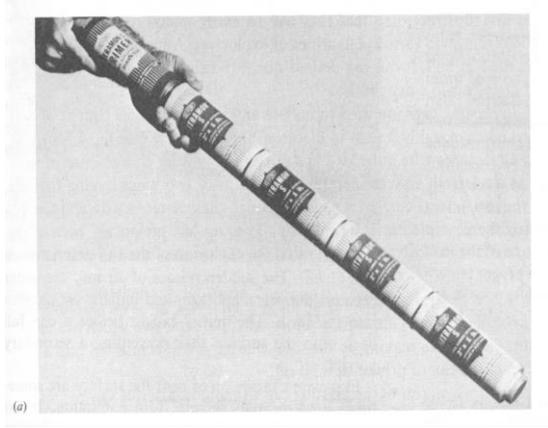
١- المنابع التفجيرية للأغراض الجيوهندسية

- **التفجير في الآبار:** الديناميت هو المادة المستخدمة كمنبع للطاقة، حيث تحفر بئر ويتم وضع المادة المتفجرة فيها. وعادة تكون الحفارة محمولة على عربة، وأحياناً على جرار أو شاحنة. وبعض الحفارات الخفيفة يمكن أن تقسم إلى وحدات صغيرة بحيث يمكن حملها، ويمكن استعمال المثاقب أحياناً.

الحفر الدوراني يتم بواسطة رأس الحفر متوضع أسفل الأنابيب التي تدور على السطح مدورة معها رأس الحفر. يضخ سائل الحفر عبر مواسير الحفر لتخرج من الأسفل من فتحات رأس الحفر، وتعود إلى السطح ضمن الفراغ الحلقى حول الأنابيب.

وظيفة سائل الحفر هي رفع الفتات المحفور إلى السطح وتبريد رأس الحفر وتشكيل طبقة رقيقة على جدار البئر (كعكة) وذلك لمنع تدهم جدار البئر؛ ولمنع سوائل الطبقات من التدفق إلى البئر. سائل الحفر الأكثر انتشاراً هو **الطَفَلَة** والتي تتكون من مواد معلقة من البينتونايت، الكلس و الباريت في المياه.

توضع المواد المتفجرة في علب معدنية أو أصابع من الكرتون أو البلاستيك بقطر حوالي ٥ سم؛ كما هي الحال في الدراسات العميقة، ولكنها تحتوي عادة كمية أقل من المواد المتفجرة تقريباً من ٠.٥ - ١ كغ. الأصابع والعلب مصممة بحيث يمكن بسهولة وصل النهايات مع بعضها البعض للحصول على كميات متعددة من المتفجرات الشكل (٦-٤).



الشكل (٦-٤) a - المواد المتفجرة
على شكل أصابع b - علب المواد المتفجرة

- **التفجير في الهواء:** تستخدم أحياناً شحنات متفجرة على سطح الأرض أو بالقرب منه في المناطق البعيدة عن السكن. توضع في التفجير الهوائي مواد متفجرة صغيرة "عديمة الوميض" (بحيث لا تشعل النار بالأعشاب) على قضبان بارتفاع ١-١.٥ م كما في الشكل (٦-٧)، حيث تتولد موجة هوائية قوية جداً تسبب صدمة على سطح الأرض تولد الموجة السيزمية.

- التفجير على سطح الأرض: يتم هنا طمر حبل التفجير تحت سطح الأرض على عمق ٠.٣-١ متر في التربة. يستخدم لطر حبل التفجير المحراث الهزاز الشكل (٦-٨) حيث يمكن طمر الحبل حتى المسافة المطلوبة.



الشكل (6 - 8) طمر حبل التفجير في التربة بواسطة المحراث الهزاز



الشكل (6 - 7) التفجير في الهواء

الشكل (٦-٧) التفجير في الهواء [شريف وكلدارت ١٩٩٥] الشكل(٦-٨) طمر حبل التفجير في التربة بواسطة المحراث الهزاز

إن مصادر الطاقة السطحية غالباً ما تكون ضعيفة، لذلك تُجرى عدد من القياسات وتكدس معا بشكل عمودي للاستعاضة عن تأثير قوة المنبع. تولد هذه المنابع أمواجاً سطحية ملحوظة، لذلك يمكن إزاحة المنابع مسافة صغيرة فيما بينها لتخفيف أمواج الضجيج السطحية من التكدس الشاقولي.

وقد حصلت تعديلات متعددة لمتعددات لمنابع الطاقة الرئيسية المستخدمة في الطرائق الجيوهندسية، حيث إن الكثير من المسوحات لا تتطلب منابع ذات طاقة كبيرة، بل منابع صغيرة كما هي مبينة في الجدول (٦-١) و لكن هذه المنابع مكلفة وذات فعالية أكبر، وإن استخدم الأجهزة والأنظمة التي تجمع آثار عدة صدمات أو طرقات (مجموعات المنابع) عزز أهمية وانتشار هذه المنابع.



الشكل (5 - 6) وحدة الوزن الهابط a -القل الهابط
b- آثار الصدمات على الأرض



٤. المنبع الرجاج Sosie

المنبع الصادم (Sosie): يولد طاقة على شكل رجات يمكن أن يستخدم كما هو مبين في الشكل (٦ - ٩) كمصدر للطاقة السيسمية للدراسات غير العميقة (حتى ثانية واحدة)، الصادم يضرب الأرض من ٥ إلى ١٠ مرات في الثانية، وينفذ التسجيل بحوالي ٣ دقائق (أي ٩٠٠ إلى ١٨٠٠ صدمة). أزمنة الصدمات تأخذ بالحسبان عشوائية الترددات السيسمية. يزود



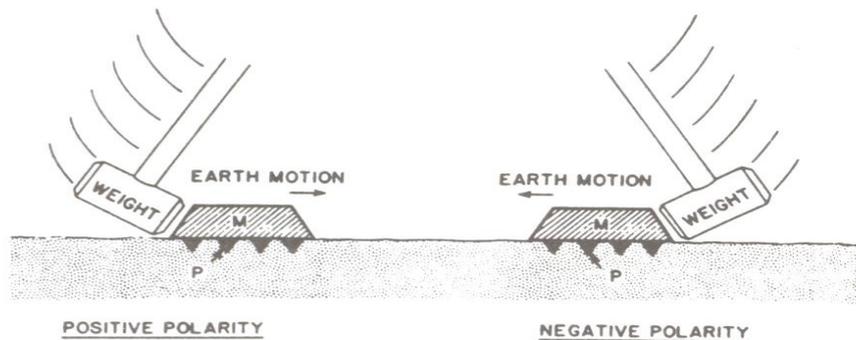
الشكل (6-15) المنبع سوزي (Soie). في الشكل منبعين صغيرين من Sosie؛ لاحظ اللواقط على قاعدة المنبع لتسجيل زمن الرجة .

الصحن القاعدي بحساس يسجل زمن كل صدمة.

الشكل (٦-٩) المنبع سوزي (Sosie). في الشكل منبعين صغيرين من Sosie لاحظ اللواقط على قاعدة المنبع لتسجيل زمن الرجة

منابع توليد الأمواج العرضية :

و هناك الوزن الهابط المعزز الذي يستخدم لتوليد موجات عرضية S عن طريق الاصطدام بحافة السطح القاعدي بزواوية معينة عن الشاقول. هذا يولد كلاً من أمواج (P,S) ويمكن أن يدار اتجاه الجهاز ١٨٠ درجة بحيث تملك الموجة S المتولدة قطبية مقلوبة والتسجيل الثاني مطروح من الأول أي جمع تأثيرات الموجة S، وطرح تأثيرات الموجة P الشكل (١٠-٢)



الشكل (١٠-٢) الضرب بالمطرقة (حمل كتلة وإسقاطها بقوة على الصفيحة لبدأ بتوليد الموجة العرضية) .

٢- أجهزة التسجيل السيسمية

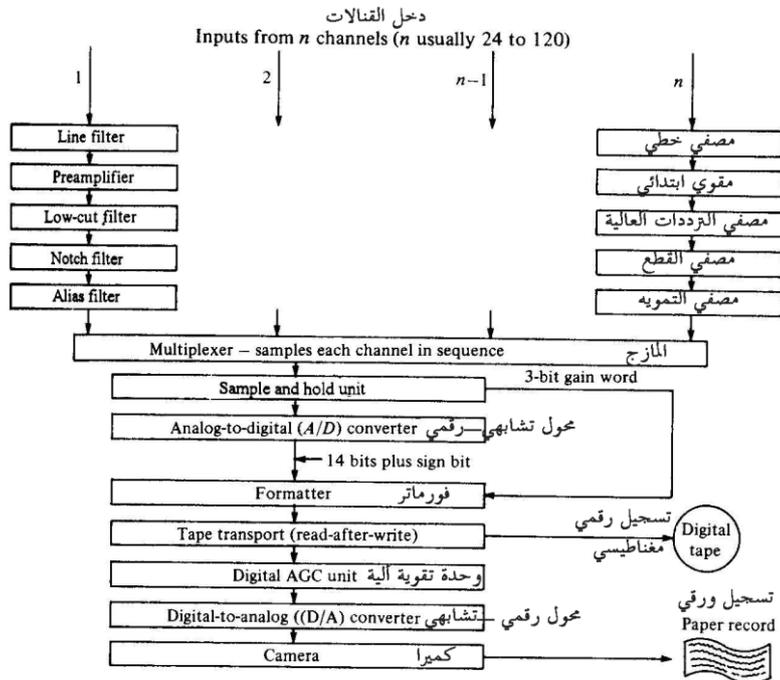
نستخدم لدراسة البنية الجيولوجية بالطرائق السيسمية أجهزة لتسجيل الاهتزازات الميكانيكية لوسط الانتشار، والمسجلة على السطح أو في الآبار أوفي المناجم. ولتسجيل تلك الاهتزازات الناتجة عن المنبع تستخدم أجهزة تسجيل معقدة، وهذه الأجهزة يجب أن تكون ذات حساسية كافية لتستقبل كل الاهتزازات الناتجة عن الوسط وخاصة الضعيفة منها، وتسجلها كما هي قدر الإمكان بعيداً عن أمواج الضجيج، أو بنسبة أفضل للإشارة إلى الضجيج.

٧. ١. لمحة عن مبدأ تسجيل الأمواج السيسمية.

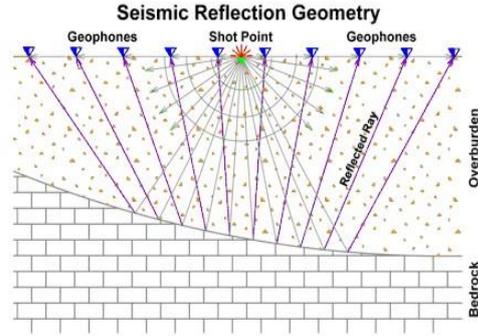
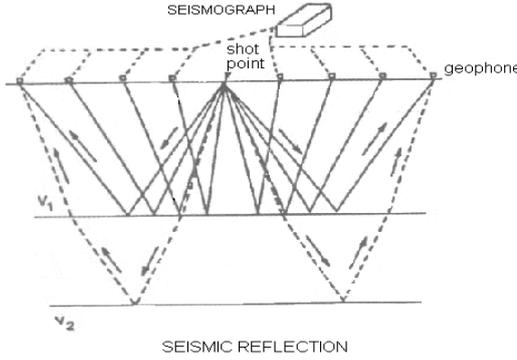
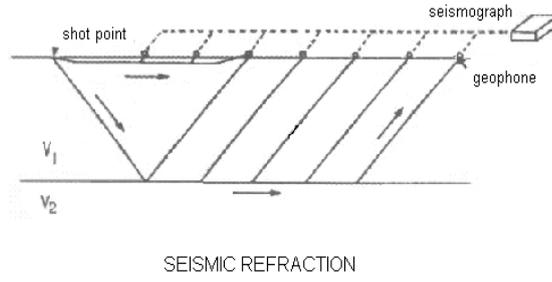
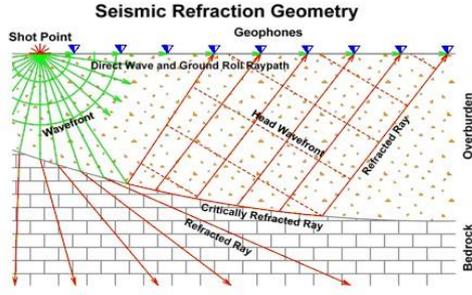
يتم التسجيل الحقلّي للأمواج السيسمية بوقت واحد على طول خط القياس المدروس أو المنطقة المرصودة، وذلك بمساعدة محطات سيسمية متعددة القنوات. في الوقت الحاضر هناك محطات سيسمية متنوعة منها ذات ٢٤ و ٤٨ و ٩٦ و ١٢٠ قناة، حيث توفر بوقت واحد تسجيل ٢٤، ٤٨، ٩٦، ١٢٠ نقطة رصد. وهناك محطات ذات قنوات تحوي أكثر من ١٢٠ قناة وخاصة المحطات المصممة للدراسات السيسمية ثلاثية الأبعاد (3D). يمكن مراقبة التسجيلات المغناطيسية الحقلية مباشرة في الحقل بعرضها على شاشة إلكترونية أو على شريط ورقي.

٧. ٢. قنال التسجيل السيسمي

يعد قنال التسجيل السيسمي العنصر الأساس في أجهزة التسجيل السيسمية؛ فضمن هذا المفهوم تنطوي مجموعة الوحدات والتكوينات التي تؤمن استقبال وتسجيل الاهتزازات السيسمية الشكل (٧-١). وكل قنال تسجيل يحتوي بشكل عام على: ١- لاقط (Geophone) ٢- مقوي سعة الإشارة أو المضخم (Amplifier) ٣- مصفي الترددات (Frequency filtering) ٤- وحدات تسجيل.



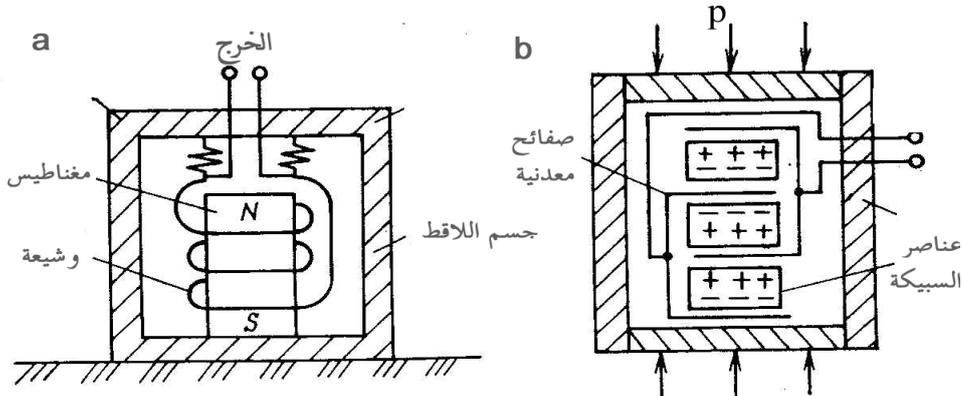
الشكل (٧-١) مخطط أنظمة التسجيل الرقمية [شيريف وكلدات ١٩٩٥].



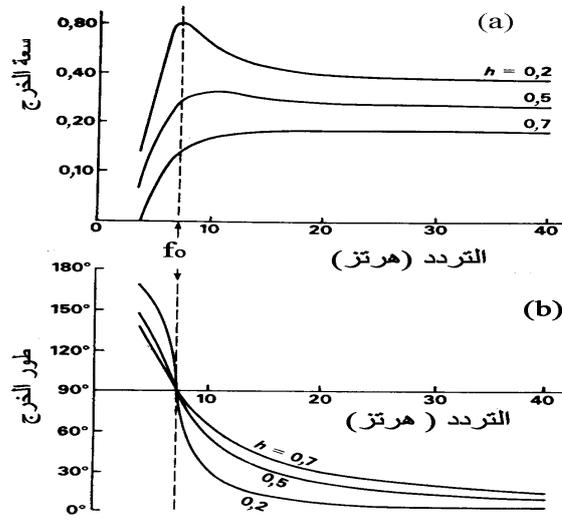
٢ . ٢ . ١ . اللاقط

تعد إزاحة التربة الأصغرية الناتجة عن مرور الأمواج السيسمية في نقطة الرصد قليلة جداً ولا تزيد عن 10^{-6} - 10^{-7} مم. والسعة الأصغرية للاهتزاز التي يمكن أن نبحث عنها على السجل السيسمي هي بحدود ١ - ١.٥ مم، هذا يعني أن قنال التسجيل السيسمي يجب أن يؤمن تقوية للإشارة بمقدار مليون مرة، وهذه التقوية الكبيرة للإشارة يمكن أن تتم بمساعدة دائرة تضخيم إلكترونية. ولهذا يجب أولاً تحويل الإزاحة الميكانيكية للتربة إلى إشارة كهربائية. ندعمحول الحركة الميكانيكية إلى إشارة كهربائية أو جهد كهربائي باللاقط الشكل (٧-٢).

نموذجياً شكل إشارة خرج اللاقط تقريباً تكرر وتعيد شكل اهتزاز التربة، وهذا يتم بالاختيار الدقيق لقيمة عامل التخامد. فإن التخامد الضعيف يقود إلى ذبذبة الإشارة على خرج اللاقط عند الترددات الذاتية، والتخامد الكبير والسريع يقود إلى انخفاض الحساسية. ولكن التخامد يتم اختياره عادة تقريباً عند ٠.٧ من القيمة الحرجة، حيث لا تظهر الذبذبة على المواصفات السعوية - الترددية، والتي تكون عندها الإشارة الميكانيكية المؤثرة على شكل نبضة كما في الشكل (٧-٤) حيث المنحني $h=0.7$. وعند تلك القيمة فإن المواصفات السعوية الترددية لتخامد اللاقط تكون عملياً مستوية عند ترددات أعلى من الترددات الذاتية كما هو واضح من الأشكال (٧-٤).



الشكل (٧ - ٢) مخطط اللاقط الكهرميكانيكي (a) والكهراجهادي (b)



الشكل (٤-٧) المواصفات السعوية و الطورية للاقط ذات تردد طبيعي γ هرتز عند قيم مختلفة لعامل التخماد h

عند $h = 0$ فإن الخرج يصبح لانهائياً عند التردد الطبيعي أي اللاقط غير متخامد، الإشارة لها نهاية حادة للترددات الذاتية للاقط، وهذه النتيجة نظرية لأن التخماد لا يمكن أن يكون صفراً. وعند زيادة عامل التخماد تصغر النهاية الحادة وتتناقص في الشدة وتتجه نحو الترددات الأعلى.

أما عند اختيار عامل التخماد $h = 0.7$ فإن القمة تختفي ويكون التخماد مثلاً، لأنه يؤمن تسجيل الإشارة السيسمية بأقل تشوه ممكن لها. أما عندما تزداد h عن هذه القيمة تقل الاستجابة للترددات المنخفضة وتقل حساسية اللاقط. إذاً من الواضح أن عامل تخامد اللاقط يلعب الدور الهام في تحديد مواصفات ونوعية اللاقط المطلوب وتحديد أدائه واختيار التردد الطبيعي.

٢. ٢. ٣. المجال الديناميكي وتضخيم الإشارة

المجال الديناميكي يحدد بنسبة السعة العظمى إلى السعة الصغرى للإشارة المسجلة. فكلما كان المجال الديناميكي أكبر كان تغير السعة للاهتزاز التشابهي ضمن المجال

المضمون لتحويلها إلى تسجيل رقمي. حيث يقاس المجال الديناميكي بالديسيبل: الديسيبل هو وحدة قياس الطاقة أو السعة وتحدد بـ $20 \log_{10}$ لنسبة السعة أو $10 \log_{10}$ لنسبة الطاقة لدخل وخرج النظام حيث :

$$10 \lg \frac{P_1}{P_2} = 10 \lg \left(\frac{A_1}{A_2} \right)^2 = 20 \lg \frac{A_1}{A_2}$$

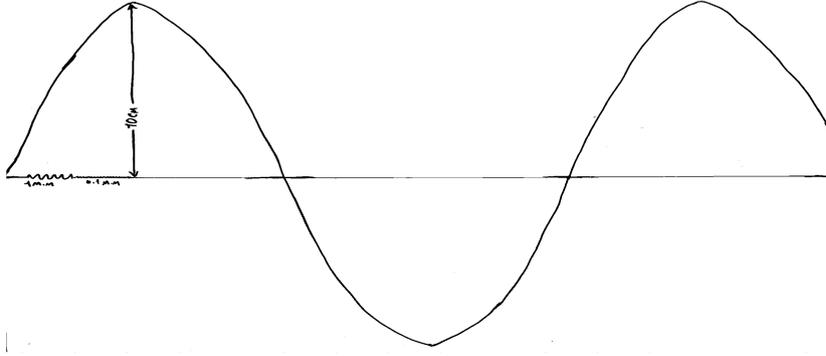
يستخدم الجيوفيزيائيون السيسميون عادة السعة {وحدة قياس مستوى الصوت لوغاريتمياً هي البل (b) وتصادف غالباً (db) ديسيبل والتي تساوي ٠.١ بل [decibel = 0.1bel]} على سبيل المثال، إذا تم تسجيل السعة في المجال من ١ حتى ١٠٢٤ وحدة سعة فإن المجال الديناميكي يحدد بـ :

$$20 \lg \frac{A_{\max}}{A_{\min}} = 20 \lg 1024 \approx 60 \text{db}$$

يستخدم في الأجهزة الرقمية عادة وللسهولة النظام الثنائي، كل ثنائية تسمى بت (bit)، إذاً المجال الديناميكي ذو الـ ٦٠ ديسيلاً يتطلب ١٠ بت حيث $1024 = 2^{10}$ ، وهو يحدد بعدد البت bit، $60/6 = 10 \text{bit}$ ، حيث $[20 \lg \frac{2}{1} = 6 \text{db}]$ و هذا يعني أن كل بت يعادل ٦ ديسيبل.

المجال الديناميكي ذو ٨٤ ديسيلاً يطابق نسبة السعة 2^{14} بت، فإن زيادة البت للنظام يزيد من المجال الديناميكي. إذاً:

- ١ - زيادة الإشارة إلى ٦ ديسيبل تقود إلى ضعف السعة وعند زيادة الإشارة إلى ١٢ ديسيلاً تقود إلى زيادة السعة بمقدار ٤ مرات وعند زيادة الإشارة إلى ١٨ ديسيلاً تقود إلى زيادة السعة بمقدار ٨ مرات
 - ٢ - بزيادة الإشارة إلى ٢٠ ديسيلاً السعة تزيد بمقدار ١٠ مرات أي رتبة واحدة بزيادة الإشارة إلى ٤٠ ديسيلاً السعة تزيد بمقدار ١٠٠ مرة أي رتبتين بزيادة الإشارة إلى ٦٠ ديسيلاً السعة تزيد بمقدار ١٠٠٠ مرة أي ٣ رتب بزيادة الإشارة إلى ٨٠ ديسيلاً السعة تزيد بمقدار ١٠٠٠٠ مرة أي ٤ رتب بزيادة الإشارة إلى ١٠٠ ديسيبل السعة تزيد بمقدار ١٠٠٠٠٠ مرة أي ٥ رتب بزيادة الإشارة إلى ١٢٠ ديسيلاً السعة تزيد بمقدار ١٠٠٠٠٠٠ مرة أي ٦ رتب بزيادة الإشارة إلى ١٤٠ ديسيلاً السعة تزيد بمقدار ١٠٠٠٠٠٠٠ مرة أي ٧ رتب
- للتوضيح أكثر نورد مثال المجال الديناميكي لعين الإنسان والذي يساوي إلى ٦٠ ديسيلاً. حيث يمكن أن نرى و نميز إشارتين بوقت واحد أكبر إشارة ذات مطال ١٠٠ مم واصغر إشارة ذات مطال ٠.١ مم مرسومة على ورقة عادية وتبعد ٣٠ سم عن العين، وهو التقدير النموذجي لإمكانية الإنسان الشكل (٧-٦).



الشكل (٧-٦) المجال الديناميكي لعين الإنسان Eye dynamic range

٣. ٢ . الأجهزة الرقمية الجيوهندسية

إن مراحل التضخيم الرقمي تتضمن كما في الشكل (٧-١) مضخماً خطياً لإنقاص الضجيج الراديوي ومصفي القطع لإزالة الإشارات الناجمة عن خطوط القدرة العالية التوتر ذات الترددات ٥٠ - ٦٠ هرتزاً. يساعد قاطع الترددات المنخفضة اللواقط للتخلص من تأثير الأمواج السطحية القوية، ومصفي التمويه لمنع ترددات التمويه المرآتية. يربط المازج عدة قنوات متتالية للمرقم، وهناك قنال واحد لترقيم الشريط المغناطيسي. تتم هذه الأيام الرقمنة في كثير من الأنظمة المختلفة بجانب اللاقط (الجيوفون - Geophone) أو الهيدروفون ضمن وحدات صغيرة تتعامل كل منها مع عدة قنوات.

تتوفر في الوقت الحالي أجهزة سيسمية مدمجة ومحمولة مؤلفة من ١٢-٢٤ قنالا تحسن و تكس إشارة التسجيل السيسمية، وذات محمول تشابهي رقمي ٢٤ بتاً، الشكل (٧-٩) جهاز محمول يتألف من ٢٤ قنالا. وطريقة عرض المعلومات تتم في وقت واحد على شاشة عرض وطباعة باستخدام طابعة حرارية. وزن هذه الأجهزة من ١٥ - ٢٥ كغ والكثير منها يصل عدد قنواتها إلى ١٢٠ قنالا، والبعض منها يتضمن بعض أنواع المعالجة لتسهيل التفسيرات.



الشكل (٧-٩) جهاز سيسمي محمول ذات ٢٤ قنالا وشاشة عرض في وطابعة حرارية.

