



المجلة العربية للعلوم الجيولوجية
Arabian Journal of Geosciences



الجيوفيزياء التطبيقية

APPLIED GEOPHYSICS

أ. د. / عبد الله بن محمد العمري

أستاذ الجيوفيزياء

كلية العلوم - جامعة الملك سعود - الرياض

الطبعة الأولى

محرم 1443 هـ / أغسطس 2021 م



ح عبد الله بن محمد العمري، ١٤٤٢هـ

فهرسة مكتبة الملك فهد الوطنية أثناء النشر

العمري ، عبدالله بن محمد

الجيوفيزياء التطبيقية. / عبدالله بن محمد العمري -. الرياض،

١٤٤٢هـ

٧٨٤ ص ، ٢١,٥ X ٢٨

ردمك: ٩٧٨-٦٠٣-٥٠٧-٩٨١-٥

١- الجيوفيزياء ٢- علوم الأرض أ.العنوان

١٤٤٢ / ١٠٥٥٤

ديوي ٥٥١

رقم الإيداع ١٠٥٥٤ / ١٤٤٢

ردمك: ٩٧٨-٦٠٣-٥٠٧-٩٨١-٥

حقوق الطبع محفوظة للمؤلف

الطبعة الأولى

٢٠٢١م / ١٤٤٣هـ







إِهْدَاء

إلى أستاذي الأول والدي
(تغمده الله بواسع رحمته)



شكر وتقدير

الحمد والشكر لله الذي ساعدني في إنجاز هذا المجهود المتواضع المرتبط بتأليف كتاب الجيوفيزياء التطبيقية. في البداية أتقدم بخالص الشكر والامتنان للجمعية السعودية لعلوم الأرض والمجلة العربية للعلوم الجيولوجية بجامعة الملك سعود على دعمهما في طباعة هذا الكتاب.

ربّما لا تُسعفني الكلمات في قول كلمة الحق في زملائنا الأفاضل، فأنتم خيرة الخيرة، ولولا جهودكم الحثيثة ومشاركتكم الدؤوبة ودعمكم اللامحدود ما كان لهذا الكتاب أن يصير ممكناً ونخص بالشكر **أ.د. عادل كامل محمد** من جامعة المنصورة والزملاء من قسم الجيولوجيا والجيوفيزياء بجامعة الملك سعود **أ.د. هشام محمد العربي** و **أ.د. الخضر حسن إبراهيم** و **أ.د. محمود محمد الوحيدي** على مساهماتهم ومشاركتهم المميزة في الإضافة والتعديل في فصول هذا الكتاب كل حسب اختصاصه.

الشكر موصول أيضاً لكل من ساهم في مراجعة وإخراج وتصميم هذا الكتاب ونخص بالشكر **أ. حسام تيسير تفاحه** و **أ. يحيى إبراهيم** و **أ. حسن العمري** و **أ. عبد الحميد الشايح**، وكذلك لأننسى جهود طلاب الدراسات العليا بالقسم **بشير جميل المخلافي** و **صدام أحمد** و **علوي العيدروس** في بعض أجزاء الكتاب.



المحتويات



الصفحة	الموضوع
iv	إهداء
ivii	شكر وتقدير
ixxxvii	تمهيد
الفصل الأول	
الطرق الكهربية	
43	مقدمة
45	1.1 المفاهيم الرياضية والفيزيائية في الطرق الكهربية
45	1.1.1 المجال الكهربائي للتيار المباشر
47	2.1.1 كثافة التيار
47	3.1.1 التكامل المساحي Areal Integral
49	4.1.1 علاقة المجال الكهربائي بكثافة الشحنة
50	5.1.1 اشتقاق المجال الكهربائي من الجهد
51	6.1.1 المجال الكهربائي بشكل متدرج Gradient
52	7.1.1 حلول المشاكل الكهربية باستخدام معادلة لابلاس Laplace
57	2.1 الخصائص الكهربية للصخور والمعادن
57	1.2.1 خصائص التوصيل الكهربائي
59	2.2.1 آلية التوصيل الكهربائي



الصفحة	الموضوع		
62	المقاومة والمقاومية والتوصيلية	3.2.1	
66	تباين المقاومة Resistivity Anisotropy	4.2.1	
69	العوامل المؤثرة على الخصائص الكهربائية	5.2.1	
72	العلاقة بين تدفق التيار والجهد في الأرض المنتظمة والمتجانسة	3.1	
72	تدفق تيار ثابت في وسط مستمر	1.3.1	
73	الجهد الناتج من نقطة مصدر للتيار عند عمق ما في أرض متجانسة	2.3.1	
74	التيار من مصدر نقطة في أرض متجانسة	3.3.1	
76	التيار من خلال نقطتين على سطح الأرض	4.3.1	
78	حالة وجود أربع أقطاب على السطح	5.3.1	
81	ترتيب الأقطاب Electrode Arrangement	4.1	
81	ترتيب فينر Wenner	1.4.1	
82	ترتيب لي Lee Partioning Array	2.4.1	
82	ترتيب شلمبرجير Schlumberger array	3.4.1	
84	ترتيب ثنائي القطب - ثنائي القطب Dipole-Dipole array	4.4.1	
85	ترتيب أحادي - ثنائي القطب Pole-Dipole Array	5.4.1	
85	ترتيب أحادي - أحادي القطب Pole - Pole	6.4.1	
88	طريقة Mise-A-LA-Masse	7.4.1	
90	المعاملات الكهربائية	5.1	
90	كثافة التيار وخطوط التدفق	1.5.1	
93	معامل الانعكاس	2.5.1	
94	معامل الانكسار	3.5.1	
96	المسح الميداني	6.1	
96	الرجس الكهربائي العمودي Vertical Electrical Sounding	1.6.1	
97	المقطع الكهربائي الأفقي Horizontal Electrical Profiling	2.6.1	
98	تصوير المقاومة الكهربائية (ERI) Electrical Resistivity Imaging	3.6.1	
101	مصادر الضوضاء	4.6.1	



الصفحة	الموضوع
102	تفسير بيانات المقاومة الكهربائية 7.1
103	التفسير النوعي لبيانات المقاومة 1.7.1
106	التفسير الكمي لبيانات المقاومة 2.7.1
110	مشاكل تفسير بيانات المقاومة 3.7.1
111	تطبيقات طرق المقاومة الكهربائية 8.1
112	أوجه الشبه والاختلاف بين الطرق الكهربائية 9.1
112	مقارنة بين ترتيب فينر وشلمبرجير 1.9.1
113	محاسن وعيوب طرق المقاومة الكهربائية 2.9.1
115	مسائل محلولة Solved Problems

الفصل الثاني

الطرق الكهروكيميائية

123	مقدمة
125	طريقة الجهد الذاتي Self Potential (SP) Method 1.2
125	آلية الجهد الذاتي 1.1.2
127	أصل الجهد الذاتي 2.1.2
132	تطبيقات الجهد الذاتي 3.1.2
134	طريقة الاستقطاب المستحث Induced Polarization (IP) Method 2.2
134	ميكانيكية الاستقطاب المستحث 1.2.2
136	طرق قياس الاستقطاب المستحث 2.2.2
137	تأثيرات الاستقطاب المستحث IP 3.2.2
140	مصادر الاستقطاب المستحث Sources of IP Effects 4.2.2
143	العوامل المؤثرة على قابلية الشحن Chargeability 5.2.2
145	قياسات الاستقطاب المستحث IP 6.2.2



الصفحة	الموضوع
151	تطبيقات الاستقطاب المستحث IP Applications 7.2.2
153	مسائل محلولة Solved Problems
الفصل الثالث	
الطرق الكهرومغناطيسية	
155	مقدمة
158	العلاقات الفيزيائية والرياضية 1.3
168	مبادئ الطرق الكهرومغناطيسية 2.3
172	طريقة التيار الأرضي المغناطيسي (MT) Magnetotelluric Method (MT) 3.3
173	مصادر الطاقة في طريقة (MT) 1.3.3
175	دوال الاستجابة الأرضية (MT) 2.3.3
181	المسح الحقل Field Survey 3.3.3
183	معالجة بيانات (MT) وتفسيرها 4.3.3
184	تطبيقات طريقة التيار الأرضي المغناطيسي (MT) 5.3.3
186	الطريقة الكهرومغناطيسية المعتمدة على الزمن (TDEM) 4.3
187	مفاهيم أساسية Basic Concepts 1.4.3
188	المسح الحقل Field Survey 2.4.3
191	حساب المقاومة النوعية الظاهرية للاستطلاع الرأسي لطريقة (TDEM) 3.4.3
195	التأثيرات المختلفة على (TDEM) 4.4.3
197	معالجة بيانات (TDEM) وتفسيرها 5.4.3
199	محاسن وعيوب طريقة TDEM 6.4.3
200	تطبيقات طريقة (TDEM) 7.4.3
203	طريقة التردد المنخفض جداً (VLF) Very Low Frequency (VLF) 5.3
208	الطرق الكهرومغناطيسية لمجال التردد Frequency Domain EM 6.3

الصفحة	الموضوع		
210	Tilt Angle Method طريقة زاوية الميل	1.6.3	
212	Dip-Angle Method طريقة زاوية الانحدار	2.6.3	
213	Terrain Conductivity Method طريقة توصيلية التضاريس		7.3
219	(Slingram & Turam Systems) نظام سلينجرام وتورام		8.3
223	Audio Frequency Magnetics (AFMAG) مغناطيس التردد الصوتي		9.3
225	Controlled Source EM (CSEM) مصدر التحكم الكهرومغناطيسي		10.3
227	Airborne Electromagnetic المسح الكهرومغناطيسي الجوي		11.3
227	المبادئ الأساسية	1.11.3	
229	كيفية عمل نظام AEM	2.11.3	
232	العوامل التي تؤثر في طريقة AEM	3.11.3	
233	تطبيقات نظام القياس الكهرومغناطيسي المحمول بالهليكوبتر HEM	4.11.3	
236	Transient Electromagnetics (TEM) الطريقة الكهرومغناطيسية العابرة		12.3
238	Ground Penetrating Radar (GPR) رادار الاختراق الأرضي		13.3
238	نظرة عامة	1.13.3	
239	مبدأ المسح الراداري	2.13.3	
241	عمق الاختراق الراداري	3.13.3	
245	خواص الموجات الراديوية	4.13.3	
248	مزايا رادار الاختراق الأرضي	5.13.3	
249	تطبيقات رادار الاختراق الأرضي	6.13.3	
255	Solved Problems مسائل محلولة		



الصفحة	الموضوع
الفصل الرابع	
الجاذبية وشكل الأرض	
259	مقدمة
261	شكل الأرض 1.4
262	الجاذبية الأرضية والقوى المؤثرة عليها 2.4
265	الجيوئيد Geoid 3.4
273	قياس الجاذبية الأرضية 4.4
273	Absolute Gravity الجاذبية المطلقة 1.4.4
273	Relative Gravity الجاذبية النسبية 2.4.4
274	Gravimeters الجرافيميتير 3.4.4
276	الإجراءات الحقلية في الجاذبية 5.4
280	Gravity Data Correction تصحيح بيانات الجاذبية 6.4
281	Latitude Correction تصحيح خط العرض 1.6.4
283	Elevation (Free-Air) Correction تصحيح الارتفاع (الهواء الحر) 2.6.4
284	Bouguer Correction تصحيح بوجير 3.6.4
285	Terrain Correction تصحيح التضاريس 4.6.4
286	EOTVOS تصحيح 5.6.4
287	التفسير النوعي والكمي لمعطيات الجاذبية 7.4
289	Isostasy الضغط المتوازن (إيزوستاسي) 8.4
290	Airy's (1855) نظرية إيريهسكانين 1.8.4
292	Pratt (1855) نظرية برات 2.8.4
297	Solved Problems مسائل محلولة

الصفحة	الموضوع	
الفصل الخامس		
الاستكشاف المغناطيسي		
301	مقدمة	
303	المجال المغناطيسي الأرضي	1.5
307	Magnetic Induction الحث المغناطيسي	2.5
309	Types of Magnetization أنواع التمهغنط	3.5
309	Diamagnetic دايا مغناطيسية	1.3.5
309	Paramagnetic بارا مغناطيسية	2.3.5
310	Ferromagnetism المغناطيسية الحديدية	3.3.5
311	Pure Ferromagnetism المغناطيسية الحديدية النقية 1.3.3.5	
311	Anti Ferromagnetism المغناطيسية المضادة 2.3.3.5	
312	Ferrimagnetism المغناطيسية الحديدية 3.3.3.5	
314	عناصر المجال المغناطيسي الكلي	4.5
315	مكونات المجال المغناطيسي الأرضي	5.5
315	Main Field المجال الرئيس	1.5.5
316	External Magnetic Field المجال المغناطيسي الخارجي	2.5.5
316	Anomalous Magnetic Field المجال المغناطيسي الشاذ	3.5.5
318	Geomagnetic Field Variations التغيرات في المجال المغناطيسي الأرضي	6.5
320	Natural Remnant Magnetization التمهغنط المتبقي الطبيعي	7.5
322	Hysteresis Loop حلقة التباطؤ	8.5
323	أجهزة قياس المغناطيسية الحقلية	9.5
330	Magnetic Survey المسح المغناطيسي	10.5
330	Ground Magnetic Survey المسح المغناطيسي الأرضي	1.10.5
333	Airborne Magnetic Survey المسح المغناطيسي الجوي	2.10.5
335	Marine Magnetic Survey المسح المغناطيسي البحري	3.10.5



الصفحة	الموضوع	
337	Correction of Magnetic Data تصحيح البيانات المغناطيسية	11.5
343	تفسير الشاذات المغناطيسية	12.5
344	Qualitative Interpretation التفسير النوعي	1.12.5
346	تطبيقات الاستكشاف المغناطيسي	13.5
346	أوجه الشبه والاختلاف بين طريقتي الجاذبية (الثاقلية) والمغناطيسية	14.5
349	Solved Problems مسائل محلولة	

الفصل السادس

الطرق السيزمية

353	مقدمة	
355	العلاقات الرياضية والفيزيائية في الأوساط المرنة	1.6
355	Elasticity Parameters معاملات المرونة	1.1.6
366	علاقة كوشي Cauchy's Relation للأوساط المرنة	2.1.6
375	3-D Wave Equation المعادلة الموجية ثلاثية الأبعاد	3.1.6
381	Seismic Waves الموجات السيزمية	2.6
381	الخصائص العامة للموجات	1.2.6
384	أنواع الموجات السيزمية	2.2.6
392	Seismic Waves Velocity سرعة الموجات السيزمية	3.2.6
397	Seismic Wave Propagation انتشار الموجات السيزمية	3.6
398	Snell's Law قانون سنل	1.3.6
401	Fermat's Principle مبدأ فيرمات	2.3.6
405	Huygens' Principle مبدأ هيجنز	3.3.6
407	Diffraction الحيود	4.3.6
409	Fresnel zone منطقة فريسنل	5.3.6

الصفحة	الموضوع	
411	العوامل التي تتحكم في السرعة الزلزالية	4.6
418	الطاقة السيزمية (الزلزالية)	5.6
418	معامل الانعكاس (R) والاختراق (T) السيزمي	1.5.6
422	عوامل فقد الطاقة السيزمية	2.5.6
428	مصادر الطاقة السيزمية	3.5.6
436	تسجيل وتكديس الإشارة	4.5.6
441	الضوضاء السيزمية (الزلزالية)	5.5.6
445	طريقة الانكسار السيزمي	6.6
447	الانكسار السيزمي في حالة وجود سطح فاصل أفقي	1.6.6
458	الانكسار السيزمي في حالة وجود سطحين فاصلين أفقيين	2.6.6
460	الانكسار السيزمي في حالة الطبقات المائلة	3.6.6
467	الانكسار السيزمي خلال الأسطح الكاسرة المتعرجة	4.6.6
467	طريقة زمن التأخير	1.4.6.6
472	طريقة زائد - ناقص (Plus - Minus Method)	2.4.6.6
478	طريقة التبادل العمومية	3.4.6.6
483	طريقة تتبع الأشعة	4.4.6.6
484	الوهم	5.4.6.6
487	طريقة إطلاق المروحة	6.4.6.6
489	التصوير المقطعي السيزمي	7.4.6.6
492	تصحيح الانكسار السيزمي	5.6.6
497	الغموض في تفسير الانكسار السيزمي	6.6.6
500	تطبيقات الانكسار السيزمي	7.6.6
502	توصيات المسح الانكساري	8.6.6



الصفحة	الموضوع
504	7.6 طريقة الانعكاس السيزمي Seismic Reflection Method
507	1.7.6 معادلة زمن الانعكاس الموجي عبر حد فاصل أفقي واحد
514	2.7.6 الانتقال الطبيعي NMO والمائل DMO
520	3.7.6 أنواع السرعة السيزمية Types of Seismic Velocities
526	4.7.6 طريقة الفرز المشترك للنقطة الوسطى (CMP)
534	5.7.6 التصحيحات الثابتة Static Corrections
540	6.7.6 معالجة البيانات السيزمية Seismic Data Processing
543	1.6.7.6 الانعكاس المتعدد Multiples Reflection
546	2.6.7.6 توهين الضوضاء الزلزالية Seismic Noise Attenuation
547	3.6.7.6 التفكك Deconvolution
549	4.6.7.6 ترشيح البيانات الزلزالية Filtering of Seismic Data
551	5.6.7.6 الهجرة الزلزالية Seismic Migration
562	7.7.6 السمات الزلزالية Seismic Attributes
565	8.7.6 تطبيقات تقنية الانعكاس السيزمي Applications of Seismic Reflection
567	8.6 تحليل الموجات السطحية Analysis of Surface Waves
568	1.8.6 طريقة SASW
570	2.8.6 طريقة MASW
572	9.6 الطرق السيزمية للبئر Well Seismic Methods
572	1.9.6 طريقة الثقوب المتقاطعة Cross-Hole Seismic
576	2.9.6 طريقة الثقوب السفلية Down-Hole Seismic
579	مسائل محلولة Solved Problems

الصفحة	الموضوع
الفصل السابع	
التسجيلات الجيوفيزيائية للآبار	
591	مقدمة
594	Borehole Environment بيئة البئر 1.7
597	Self Potential log سجل الجهد الذاتي 2.7
604	SP log مثال لسجل الجهد الذاتي 1.2.7
607	الأجهزة الأساسية لقياس المقاومة الكهربائية 3.7
608	Unfocused Instruments الأجهزة غير مركزة 1.3.7
612	Focused Instruments الأجهزة المركزة 2.3.7
623	Microelectrode Devices أجهزة الميكرو إلكتروود 3.3.7
625	Induction devices أجهزة الحث 4.7
629	أجهزة قياس أشعة جاما والمسامية 5.7
629	Gamma Ray log سجل إشعاع جاما 1.5.7
629	Source of Gamma Ray مصدر إشعاع جاما 1.1.5.7
632	أجهزة قياس أشعة جاما 2.1.5.7
633	Spectral Gamma Ray log سجل أشعة جاما الطيفي 2.5.7
635	Porosity Measuring logs التسجيلات المستخدمة في قياس المسامية 6.7
635	Sonic log For Measuring Porosity السجل الصوتي لقياس المسامية 1.6.7
639	Neutron log سجل النيوترون 2.6.7
644	Density log سجل الكثافة 3.6.7
649	Evaluation of Source and Reservoir Rock تقييم صخر المكنن والمصدر 7.7
649	تقييم صخر المكنن 7.7



الصفحة	الموضوع		
649	Shale Volume Determination حساب حجم الطفل	1.7.7	
653	Porosity Determination حساب المسامية	2.7.7	
659	Permeability حساب النفاذية	3.7.7	
662	Saturation حساب التشبع	4.7.7	
668	تقييم صخر المصدر من خلال سجلات الآبار		8.7
669	تحديد نسب المواد العضوية الكلية من خلال تسجيلات الآبار	1.8.7	
671	تحديد نسبة المحتوى الكربوني العضوي الكلي	2.8.7	
672	تمييز صخر المصدر	3.8.7	

الفصل الثامن الطرق الإشعاعية

675	مقدمة		
678	التركيب الذري للعناصر		1.8
680	مبادئ الطريقة الإشعاعية		2.8
680	خصائص أشعة ألفا	1.2.8	
682	خصائص أشعة بيتا	2.2.8	
683	خصائص أشعة جاما	3.2.8	
685	Electron Capture اكتساب الكترون	4.2.8	
686	طرق التحول الإشعاعي		3.8
689	قانون الاضمحلال الإشعاعي		4.8
691	التوازن الإشعاعي		5.8
692	النشاط الإشعاعي الطبيعي والصناعي		6.8
694	قياس النشاط الإشعاعي		7.8

الصفحة	الموضوع	
695	النشاط الإشعاعي للصخور	8.8
696	أجهزة قياس النشاط الإشعاعي	9.8
698	طرق الاستكشاف الإشعاعي	10.8
699	تطبيقات طرق النظائر المختلفة Applications of Radioactive Methods	11.8
699	النظائر غير الثابتة والمشعة Radiogenic Isotopes	1.11.8
705	النظائر الثابتة Stable Isotopes	2.11.8
707	قياس عمر الصخور	12.8
707	طريقة العمر النسبي Relative Dating Method	1.12.8
708	طريقة العمر الحقيقي Absolute dating Method	2.12.8
709	الساعات النووية	3.12.8
710	المعادن المشعة Radioactive Minerals	13.8
712	تفسير البيانات الإشعاعية	14.8
713	تطبيقات الاستكشاف الإشعاعي	15.8
715	مسائل محلولة Solved Problems	



الصفحة	الموضوع
الفصل التاسع الطرق الجيوحرارية	
719	مقدمة
721	المجال الحراري للأرض والخصائص الحرارية للصخور 1.9
728	جيولوجية خزان الحرارة الجوفية الأرضي 2.9
730	قياس الخصائص الحرارية للصخور 3.9
732	أنواع خزانات الحرارة الجوفية الأرضية 4.9
734	طرق استكشاف الخزانات الجيوحرارية 5.9
744	استخدامات الطاقة الحرارية الجوفية 6.9
749	مزايا استخدام الطاقة الحرارية الجوفية 7.9
750	عيوب استخدام الطاقة الحرارية الجوفية 8.9
751	مسائل محلولة Solved Problems

فهرس الأشكال

الصفحة	الموضوع	الشكل
61	العلاقة بين عدد الأيونات ودرجة الحرارة المضبوطة	1.1
62	العلاقة بين المقاومة والمقاومية	2.1
68	اللية التباين Anisotropy أفقيا ورأسيا وعلاقتها بالمعاملات الكهربائية	3.1
72	دراسة التيار والجهد خلال موصل	4.1
75	التيار من مصدر نقطة في أرض متجانسة	5.1
77	التيار من خلال نقطتين على سطح الأرض	6.1
78	حالة وجود أربع أقطاب	7.1
80	استنتاج المعامل الهندسي الذي يعتمد على المسافة بين الأقطاب.	8.1
81	توزيع فينر للأقطاب	9.1
82	توزيع لي للأقطاب	10.1
83	توزيع شلمبرجير للأقطاب	11.1
84	توزيع ثنائي - ثنائي الأقطاب	12.1
85	توزيع أحادي - ثنائي القطب	13.1
86	توزيع أحادي القطب - أحادي القطب	14.1
87	الأشكال الستة الناتجة عن ترتيب ثنائي القطب - ثنائي القطب	15.1
88	تقنية Mise-Á-La-Masse	16.1
89	اتجاه خطوط الإنسياب بين وسطين مختلفي المقاومة	17.1



الصفحة	الموضوع	الشكل
91	تغير أشكال خطوط الإنسياب مع تغير قيم المقاومة والعمق	18.1
92	ماذا يحدث إذا حركنا الطبقة لأعلى ولأسفل	19.1
93	الانعكاس الكهربائي	20.1
95	الإنكسار الكهربائي	21.1
100	مقاطع زائقة Pseudosections للمقاومية الكهربائية	22.1
104	وجود حد فاصل و ٣ قيم للمقاومية ينتج عنها أربعة منحنيات	23.1
105	وجود حدين فاصل و 4 قيم للمقاومية ينتج عنها ثمانية منحنيات	24.1
107	تسلسل من الأقطاب لتكوين صورة كهربائية	25.1
108	أحد الأجهزة المستخدمة في قياس تصوير المقاومة الكهربائية ونذجتها	26.1
109	إرسال تيار ثنائي القطب (I) متبوعاً بسلسلة من ثنائيات أقطاب الجهد (V)	27.1
126	مقياس الجهد الذاتي ذات القيم السالبة فوق خام من الكبريتيد	1.2
131	الآلية الكهروكيميائية المقترحة للجهد الذاتي	2.2
135	استجابة الأرض لموجة مربعة وظاهرة الاستقطاب	3.2
138	اضمحلال الجهد كدالة للوقت بعد إيقاف التيار في المجال الزمني (a) وفي المجال الترددي (b)	4.2
139	الجهد الزائد على جسيم معدني في الإلكتروليت	5.2
140	عامل الاستقطاب المستحث الغير معدني	6.2
141	استقطاب الغشاء	7.2
142	استقطاب القطب	8.2
144	استقطاب الغشاء في صخور تحتوي على جزيئات طينية	9.2
149	ميكانيكية المقاومة المعقدة والتحليل الطيفي للاستقطاب المستحث	10.2
150	نموذج استرخاء كول - كول Cole – Cole Relaxation	11.2

الصفحة	الموضوع	الشكل
165	نموذج أحادي الأبعاد	1.3
166	نموذج ثنائي الأبعاد بسيط	2.3
169	يوضح عملية الحث الكهرومغناطيسي	3.3
171	العلاقة العكسية بين التردد الكهرومغناطيسي وعمق الجلد	4.3
172	مصدر مجال MT عبارة عن طاقة كهرومغناطيسية طبيعية من الغلافين الأيوني والمغناطيسي	5.3
175	طيف السعة لمصدر MT	6.3
178	دوران المحاور	7.3
182	رسم توضيح نظام يبين مكونات جهاز MT في الحقل	8.3
182	رسم تخطيطي يوضح نظام الـ MT	9.3
187	الشكل الموجي لتيار المرسل	10.3
189	تدفق تيار المرسل في الأرض	11.3
189	بوابات زمنية ضيقة لقياس الجهد	12.3
190	الترتيب الحلقي المركزي لسبر الأعماق	13.3
192	نظام المسح الحلقي	14.3
194	مقياس لوغاريتمي للعلاقة بين الجهد المقاس مقابل الزمن	15.3
198	الحسابات المباشرة باستخدام النظام الحلقي ونظام الإزاحة	16.3
202	بيانات TDEM عند أزمنة مبكرة والممثل بنقاط وأزمنة متأخرة والممثل بخط صلب	17.3
204	إمالة متجه مجال VLF فوق موصل	18.3
206	استجابة VLF-EM على طول الشذوذ الرئيسي	19.3
209	الصورة العامة للحث الكهرومغناطيسي	20.3
210	الطريقة الكهرومغناطيسية المبنية على التردد	21.3



الصفحة	الموضوع	الشكل
212	استجابة في الطور وخارج الطور للكرة في مجال مغناطيسي متناوب منتظم	22.3
216	استجابة جهاز توصيلية التضاريس فوق قاطع موصل	23.3
217	منحنيات الاستجابة التراكمية لثنائيات الأقطاب الرأسية والأفقية	24.3
221	نظامي سلينجرام وتورام	25.3
226	آلية CSEM	26.3
228	نموذج تخطيطي لنظام EM المحمول جواً	27.3
231	مخططاً للأجهزة الجيوفيزيائية وأنظمة الـ GPS للطائرة الهليكوبتر	28.3
235	مقارنة نظام EM المحمول جواً باستخدام مجالي التردد والزمن	29.3
237	نظام طريقة كهرومغناطيسية عابرة نموذجية (TEM) يفحص الشبكة الأرضية.	30.3
240	المفهوم الأساسي لـ GPR.	31.3
242	العوامل التي تتحكم في فقدان طاقة الموجات الكهرومغناطيسية	32.3
244	العلاقة العكسية بين التردد وعمق الاختراق في نظام الـ GPR	33.3
247	ظاهرة الانعكاس والانكسار للموجات الراديوية	34.3
251	مقطع يفسر بيانات الـ GPR. يُظهر هياكل الرواسب (التناقضات السوداء والبيضاء)	35.3
252	مقطع يوضح تحديد الفواصل ونوعية التربة باستخدام GPR	36.3
252	مقطع يوضح الكشف عن القنوات باستخدام GPR	37.3
253	مقطع يوضح الكشف عن الأنابيب والبراميل باستخدام GPR	38.3
253	مقطع يوضح تحديد نوعية الرواسب باستخدام GPR	39.3
266	العلاقة بين أسطح تساوي الجهد واتجاه عجلة الجاذبية الأرضية	1.4
268	سطح الجيوئيد دائماً متعامد مع اتجاه الجاذبية الأرضية	2.4
269	الجهد التثاقلي عند سطح البحر (الجيوئيد) طبقاً لنموذج Spheroid	3.4

الصفحة	الموضوع	الشكل
269	إنحراف الجيود لأعلى أو لأسفل (تموج إيجابي أو سلبي)	4.4
270	علاقة سطح الجيويد بالارتفاعات	5.4
271	تحديد قيمة Orthometric Height	6.4
272	متطلبات استنتاج سطح الجيويد في منطقة محلية Local Area	7.4
275	أحدث أجهزة قياس الجاذبية الأرضية (الجرافيميتري) من نوع CG - 5	8.4
277	تأثير إزاحة الجهاز	9.4
279	إنشاء محطة القاعدة	10.4
291	نظرية إيرري	11.4
293	نظرية برات	12.4
294	حساب عمق التعويض	13.4
295	حساب عمق التعويض في حالة وجود كتلة جليدية (a) وبدون كتلة جليدية (b)	14.4
304	العلاقة بين الشمال المغناطيسي والشمال الجغرافي	1.5
307	المجال المغناطيسي المستحث وارتباطه بثنائية الأقطاب	2.5
311	التمغنت الحديدي النقي الموازي لاتجاه المجال المستحث	3.5
312	التمغنت الحديدي المضاد. قوة المجال المغناطيسي المستحث الكلي تقارب الصفر	4.5
313	التمغنت الحديدي حيث المجال المستحث موازياً وضعيفاً	5.5
314	عناصر المجال المغناطيسي الكلي	6.5
317	مكونات المجال المغناطيسي الأرضي	7.5
322	كثافة الفيض المغناطيسي وظاهرة التخلف المغناطيسي	8.5
325	جهاز بوابة الفيض Flux-gate Magnetometer	9.5
326	جهاز المغناطيسية البروتوني Proton Precession Magnetometer	10.5



الصفحة	الموضوع	الشكل
328	جهاز الضخ الضوئي Optical Pumping Magnetometer	11.5
329	جهاز مكونات معدل التغير Gradiometers	12.5
331	طريقة إجراء المسح الحقل المغناطيسي	13.5
332	تحديد موقع محطة القاعدة في المسح الحقل المغناطيسي	14.5
334	طريقة إجراء المسح المغناطيسي الجوي Airborne	15.5
339	شكل الشاذة المغناطيسية للشكل الكروي عند خط الاستواء	16.5
340	شكل الشاذة المغناطيسية للشكل الكروي عند القطب الشمالي	17.5
341	شكل الشاذة المغناطيسية للشكل الكروي عند خط عرض 45 درجة	18.5
342	شكل الشاذة المغناطيسية للشكل الكروي عند اختزالها إلى القطب RTP	19.5
345	كيفية حساب العمق بدلالة نصف العرض Half Width	20.5
357	تأثير الإجهاد العمودي والمائل على الأجسام المرنة.	1.6
359	العلاقة بين الإجهاد والانفعال حسب قانون هوك	2.6
361	العلاقة بين الاجهادات العمودية والقصية على الاسطح x و y و z.	3.6
375	الرسم الهندسي للقوانين التي تربط الإجهاد والانفعال والإزاحة	4.6
383	الاتساع والطول الموجي والفترة الزمنية للموجة	5.6
386	رسم توضيحي للموجات الباطنية والمتمثلة في الموجات الأولية (A) والموجات الثانوية (B).	6.6
388	اتجاه الانتشار لموجات لوف.	7.6
389	اتجاه الانتشار لموجات رالي	8.6
391	العلاقة بين سرعة المجموعة (V_g) وسرعة الطور (V_p).	9.6
397	ميكانيكية انتشار الموجات السيزمية	10.6
399	أربعة أنواع من الموجات المنكسرة والمنعكسة	11.6

الصفحة	الموضوع	الشكل
400	الشكل العام لسيرالموجات السيزمية عند الحد الفاصل	12.6
406	مبدأ هايجن	13.6
408	ظاهرة الحيود	14.6
410	نطاق فريسنل التي تعتمد على الطول الموجي والتردد	15.6
412	العلاقة بين الكثافة وسرع الموجات الأولية والثانوية	16.6
417	تغير السرعة الزلزالية بالاعتماد على تباين الاتجاه	17.6
418	معامل الانعكاس والاختراق والمعاققة الصوتية	18.6
421	حساب الطاقة المنعكسة والمخرقة في حالة 3 طبقات وحدين فاصلين.	19.6
427	آلية الانتشار الموجي وفقد الطاقة عن طريق الامتصاص	20.6
431	الهزاز الديناميكي العملاق Vibroseis	21.6
433	مكونات المسدس الهوائي	22.6
435	أجهزة قياس الزلازل في قاع المحيط (OBS)	23.6
437	نموذج لجهاز السيزموجراف	24.6
439	شكل توضيحي للجيوفون	25.6
443	نموذج للانعكاس المتعدد	26.6
444	توزيع الضوضاء الزلزالية	27.6
448	زمن الانتقال العكسي والمنكسر لطبقة تحت سطحية وحيدة	28.6
451	زمن السير الكلي للموجة على طول المسار	29.6
452	أزمنة الوصول فوق نموذج مكون من طبقة واحدة	30.6
453	سيزموجرام لالتقاط الموجة المنكسرة من عدة قنوات	31.6
456	طريقة حساب المسافة الحرجة	32.6
459	مسار الموجة السيزمية خلال طبقتين أفقيتين	33.6



الصفحة	الموضوع	الشكل
461	الشكل الهندسي الانكساري لمشكلة حد فاصل مائل وحيد	34.6
456	تحديد المعادلات الرياضية في حالة وجود حد فاصل مائل بين وسطين مختلفتي السرعة	35.6
468	الشكل الهندسي لسطح فاصل غير منتظم	36.6
472	مبدأ طريقة زائد - ناقص الانكسارية	37.6
475	اشتقاق المعاملات الرياضية على سطح كاسر متعرج باستخدام طريقة زائد - ناقص	38.6
480	مسار الأشعة المنكسرة لعدة طبقات متعرجة حسب مبدأ طريقة التبادل العمومية GRM	39.6
481	حساب زمن وصول الموجات باستخدام طريقة الـ GRM	40.6
482	مسار الأشعة المنكسرة طبقاً لطريقتي الـ GRM و Plus-Minus	41.6
484	طريقة تتبع الأشعة الدقيقة للصفيف السطحي لحساب أزمئة الوصول	42.6
486	طريقة حساب الوصول الوهمي لمعالجة GRM	43.6
488	طريقة الإطلاق على المروحة	44.6
491	استخدام التصوير المقطعي الزلزالي لإنشاء صور ثنائية وثلاثية الأبعاد	45.6
494	تصحيح بيانات زمن السير نتيجة التغير في منسوب سطح الأرض	46.6
496	التصحيح الإستاتيكي في الانكسار السيزمي	47.6
498	حلول مشكلة الطبقة المنخفضة السرعة	48.6
499	حلول مشكلة الطبقة المخفية	49.6
506	نموذج افتراضي عن تطبيق تقنية الانعكاس السيزمي الأولي والمتعدد	50.6
507	رسم توضيحي للانعكاس السيزمي من مصدر واحد	51.6
509	العلاقة بين مربع المسافة مقابل مربع الزمن	52.6
510	العلاقة بين المسافة وزمن الانعكاس منتجة قطع مكافئ كامل hyperpolic	53.6
512	تأثير زيادة السرعة	54.4
513	حساب زمن الانتقال الطبيعي (NMO) عند مسافتين مختلفتين x_1 و x_2	55.6

الصفحة	الموضوع	الشكل
516	تصحیح زمن الانتقال الطبيعي (NMO)	56.6
519	العلاقة بين المسافة مقابل الزمن في وجود سطح مائل	57.6
523	مخطط سيزمي من ثلاثة انعكاسات لقياس أزمنة المسار	58.6
525	حساب العلاقة بين سرعتي V_{avg} و V_{RMS}	59.6
528	تمثيل تخطيطي لـ CMP و CDP	60.6
530	تمثيل تخطيطي لنقاط التجميع على سطح عاكس افقي واحد	61.6
533	تصحیحات تمدد وضبط NMO لإزاحة اصطناعية تتجمع مع تأثير AVO قوي	62.6
535	التصحیح الثابت للارتفاع والطبقة المجوأة	63.6
545	أشكال الانعكاس المتعدد من ذوي المسار القصير والطويل.	64.6
553	حساب (a) نقاط التشتت في حالة الانعكاس السيزمي	65.6
555	مبادئ الهجرة السيزمية	66.6
557	خط سيزمي غير مهاجر unmigrated لمنطقة تكتونية في بحر الشمال	67.6
558	خط سيزمي مهاجر migrated	68.6
559	أنواع الترحيل كدالة للتعقيد الحسابي وتغيرات السرعة الجانبية	69.6
561	استخدام هجرة Kirchhoff مبدأ Huygen لنقطة الانعراج	70.6
564	خصائص السمات السيزمية	71.6
569	مبدأ طريقة التحليل الطيفي للموجات السطحية SASW	72.6
571	مبدأ التحليل متعدد القنوات للموجات السطحية (MASW) باستخدام المصدر النشط.	73.6
575	مبدأ طريقة الثقوب المتقاطعة Cross-Hole	74.6
578	مبدأ طريقة الثقوب السفلية Down-Hole	75.6



الصفحة	الموضوع	الشكل
593	عناصر أجهزة تسجيلات الآبار: مسبار القياس في البئر، الكابل	1.7
595	عملية الحفر الدائري	2.7
595	النطاقات المختلفة عندما يندفع سائل الحفر في صخر مسامي منفذ	3.7
596	نموذج تخطيطي للبئر والنطاقات المختلفة في المتكون	4.7
599	تمثيل تخطيطي للميكانيكية المسؤولة عن توليد جهد التقاء المانع	5.7
602	تمثيل تخطيطي للميكانيكية المسؤولة عن توليد جهد الغشاء	6.7
603	تمثيل تخطيطي لنشوء الجهد التلقائي في البئر	7.7
606	طبقة الطفل التي تتكون من حبيبات معدنية صخرية وجزيئات من الطين	8.7
608	ملخص تخطيطي لسلوك منحنى الجهد الذاتي لظروف مختلفة	9.7
609	تمثيل تخطيطي للجهاز العادي القصير ذو مسافة 16	10.7
610	تمثيل تخطيطي لمسارات سريان التيار الكهربائي في البئر للجهاز العادي القصير	11.7
611	شكل تخطيطي لسجل الجهاز العادي واستجابته في وضعين مختلفين من الطبقات	12.7
613	تمثيل تخطيطي للجهاز الجانبي في حالتين مختلفتين للطبقات	13.7
614	تدفق التيار في البئر والمتكون من الالكتروود المركزي.	14.7
616	توزيع التيار من جهاز اللاتيرولج 3 في متكون متجانس	15.7
617	تأثير مقاومة طبقة الكتف shoulder على سلوك جهاز LL3	16.7
617	توزيع الأقطاب في نظام اللاتيرولج	17.7
619	خطوط التيار وأسطح تساوي الجهد في الجهاز العادي القصير داخل البئر	18.7
620	توزيع الأقطاب في نظام التركيز الكروي	19.7
621	توزيعات التيار المحسوبة للاتيرولج المزدوج لنظامي التشغيل الضحل والعميق	20.7
622	مقارنة العوامل الهندسية الخادعة المحسوبة لعدد من أجهزة الأقطاب الشائعة LLs & LLd	21.7
624	استجابة جهاز اللاتيرولج في صخر مكن مثالي	22.7

الصفحة	الموضوع	الشكل
624	جهاز الميكروولوج (Microlog)، حيث المسافة بين الأقطاب أمتر	23.7
627	جهاز الميكروولتيولوج	24.7
628	رسم تخطيطي مبسط لجهاز الحث المستخدم في قياس الموصلية	25.7
630	مثال لتسجيل جهاز الحث	26.7
631	توزيع أشعة جاما الناتجة من النظائر الثلاثة المشعة طبيعياً.	27.7
634	تركيز عناصر القشرة الأرضية	28.7
636	تحليل أشعة جاما الطبيعية إلى التركيزات الناتجة من Th، U، K في قطاع من الكربونات	29.7
637	شكل تخطيطي للجهاز الصوتي	30.7
638	سجل الجهاز الصوتي	31.7
642	استخدام أربع كواشف لتقليل تأثير حجم البئر وميل الجهاز	32.7
644	شكل تخطيطي لسجل النيوترون بصفة عامة	33.7
646	تمثيل بيانات النيوترون والكثافة على المسار الثالث	34.7
647	جهاز الكثافة الذي يوضع على جدار البئر	35.7
650	يبين تمثيل سجل الكثافة على المسارين الثاني والثالث	36.7
660	أنماط توزيع الطفل أو الطين	37.7
662	يوضح كيفية حساب النفاذية	38.7
663	المخططات المستخدمة في حساب النفاذية من المسامية والتشبع بالماء	39.7
663	العلاقة بين النفاذية والمسامية لبعض الصخور	40.7
	العلاقة بين النفاذية والمسامية لمعادن الطين	41.7



الصفحة	الموضوع	الشكل
690	اضمحلال العنصر المشع مع الزمن بمعدل أسي	1.8
696	عداد جايجر - ميلر لقياس النشاط الإشعاعي	2.8
700	سلسلة تحللات عنصر اليورانيوم	3.8
703	العلاقة بين أعداد عمر النصف والنسبة المئوية للنيوكلايد المتبقية في البوتاسيوم ⁴⁰ - ارجون ⁴⁰	4.8
712	خريطة كنتورية تظهر النشاط الإشعاعي المحمول جوا لمنطقة وادي عربة.	5.8
722	البنية الداخلية للأرض.	1.9
725	التدرج الحراري في باطن الأرض	2.9
728	آلية عمل تيارات الحمل الحراري في طبقة الوشاح اللزجة	3.9
729	مكونات نظام خزان الحرارة الجوفية الأرضية	4.9
731	مخطط توضيحي للجهاز المستخدم في قياس الموصلية الحرارية للصخور الصلبة	5.9
731	استخدام قنطرة واطستون لحساب قيمة مقاومة حرارية مجهولة، Rx	6.9
733	نظام الطاقة الحرارية الأرضية المحسن (EGS) لإنتاج الطاقة الكهربائية	7.9
735	مقطع جيولوجي يظهر التتابع الطبقي والصدوع التي تشكل مسارات للتدفق الحراري.	8.9
741	العلاقة بين مقاومة الصخور وارتباطها بالتغير ودرجة الحرارة	9.9
744	أنظمة تدفئة المنازل باستخدام الطاقة الحرارية الأرضية	10.9
745	مبدأ عمل التوربين البخاري لتحويل الطاقة الحرارية إلى طاقة كهربائية	11.9
746	محطة توليد طاقة كهربائية تعمل بالتبخير	12.9
747	محطة توليد طاقة كهربائية تعمل بالبخار الجاف	13.9
748	محطة توليد طاقة كهربائية تعمل بالدارة المزدوجة	14.9

فهرس الجداول

الصفحة	الموضوع	الجدول
65	العلاقة بين المقاومة والتوصيلية ودرجة الحرارة	1.1
70	الخواص الكهربائية والهيدروليكية	2.1
243	التردد المناسب لكل هدف	1.3
313	خصائص تمغنط الصخور وأمثلة على ذلك	1.5
373	العلاقات الرياضية بين معاملات المرونة	1.6
428	مصادر الطاقة السيزمية على اليابسة وفي البحر	2.6
503	محاسن وعيوب طريقة الانكسار السيزمي	3.6
566	مميزات وعيوب تقنية الانعكاس السيزمي	4.6
631	معادن المتبخرات الحاوية على البوتاسيوم	1.7
655	قيم الكثافة لمعظم المتكونات الصخرية الشائعة والسوائل	2.7
657	السرعة الصوتية وفارق زمن العبور لأنواع مختلفة من المتكونات الصخرية والسوائل	3.7
665	أزمنة العبور الصخرية	4.7
679	الجدول الدوري للعناصر الكيميائية	1.8
688	أبرز سلاسل الأشعاع الطبيعي	2.8
695	شدة الإشعاعية لبعض أنواع الصخور	3.8
697	طاقة أشعة جاما التي يصدرها العنصر النظير للبوتاسيوم واليورانيوم والثوريوم	4.8
701	سلسلة تفكك اليورانيوم	5.8
709	عمر النصف لبعض النظائر المشعة المستخدمة في تحديد العمر المطلق	6.8
723	كمية الحرارة الناتجة من اضمحلال العناصر المشعة طبيعيا	1.9
727	الموصلية الحرارية والحرارة النوعية لبعض أنواع الصخور	2.9





تمهيد

تعتبر الجيوفيزياء أحد أهم فروع علوم الأرض وتهتم بدراسة واستكشاف باطن الأرض عن طريق دراسة التباين بين الخصائص الفيزيائية فيها مثل الاختلافات بين درجات قوة وشدة الخصائص المغناطيسية والمقاومية والتوصيلية الكهربائية والجاذبية والسرع السيزمية وغيرها من الخصائص الفيزيائية الأرضية، وعن طريق هذا العلم تم استكشاف التراكيب السيزمية والتدرج الحراري والإشعاعي للأرض وتحديد أغلفتها (القشرة والوشاح واللب الخارجي واللب الداخلي)، كما يساعد هذا العلم على رصد الزلازل والحركات الأرضية القوية باستخدام راصدات زلزالية أرضية. تطورت الطرق الجيوفيزيائية بشكل كبير في مجال النفط حيث تستخدم في تحديد مواقع حقول النفط الجديدة والغير مكتشفة من قبل. كما تطورت أيضا في مجال التعدين حيث تستخدم في تحديد مواقع مستودعات رواسب الخامات المدفونة والمياه الجوفية. تم توجيه وإجراء النسبة العظمى من الأبحاث في مجال الجيوفيزياء لدعم هذه المجالات من النفط والتعدين والمياه الجوفية.

ومن أهم الطرق الجيوفيزيائية شيوعا وتطبيقا في أعمال الاستكشاف:

الطرق السيزمية **Seismic methods** وتنقسم إلى طريقتي الانعكاس والانكسار وتعتمد هذه الطرق على خاصية المرونة وفيها يتم إرسال موجات صوتية sonic waves إلى باطن الأرض، الاختلاف في سرعة الموجة المستقبلة يبين التباين في الطبقات والذي بدوره يقود إلى معرفة التراكيب الجيولوجية المختلفة وتستخدم للتقيب عن النفط بصورة أساسية كما تستخدم أيضا في الدراسات الهندسية والهيدروجيولوجية.

طريقة الجاذبية **Gravity method** يتم فيها قياس التغيرات الجاذبية الأرضية الناتجة عن اختلاف كثافة الصخور مما يساعد على معرفة التراكيب الجيولوجية المختلفة، وتستخدم بصورة أساسية في الدراسات الأولية للبحث عن النفط والتراكيب القشرية والجيوديسية .



الطريقة المغناطيسية **Magnetic method** يتم فيها قياس التغير في المجال المغناطيسي للأرض الناتج من اختلاف الخواص المغناطيسية (التأثرية المغناطيسية) للصخور والتراكيب، وتستخدم في تحديد الأحواض الرسوبية وفي البحث عن خامات المعادن ذات الخواص المغناطيسية.

الطرق الكهربائية **Electrical methods** تستخدم بكثرة في البحث عن الفلزات والمعادن والكشف عن المياه الجوفية، وقد أثبتت معظمها فاعليته في الاستكشاف الضحل (300-500m)، وتساهم في حل مشاكل جيولوجية وبيئية مختلفة ولكنها من حيث الدقة وصحة المعلومات تأتي في المركز الثاني بعد الطرق السيزمية، وتعتمد في استكشاف باطن الأرض على قياس الصفات والخصائص الكهربائية للمواد تحت السطحية وتشمل ثلاث طرق :

(i) المقاومة الكهربائية **Resistivity** تعتمد على الاختلاف في مقاومة أو موصلية الصخور وتستخدم بصفة عامة في البحث عن الخامات المعدنية، المياه الجوفية والتجمعات الرملية والحصى .

(ii) الاستقطاب المستحث **(IP)** وتعتمد على ظاهرة تولد جهود كهربية تضمحل تدريجياً مع الزمن بعد قطع التيار سواء كان متردد (AC) أو مباشر (D.C)، وتستخدم في البحث عن خامات الكبريتيد وبالذات المبعثرة منها وتحديد العدسات الطينية.

(iii) الجهد الذاتي **(SP)** يتم قياس الجهد الذاتي دون إمرار تيار كهربائي على الأرض وأهم أهدافها الجهد المعدني الذي يرتبط بوجود خامات الكبريتيدات والبايرايت.

الطرق الكهرومغناطيسية **(EM) Electromagnetic methods**

تعتبر من الطرق الفعالة في الكشف عن المياه في شقوق صخور الأساس والخامات المعدنية. ويتم فيها الكشف عن الشذوذ في التوصيلية أو المقاومة باستعمال مجال كهرومغناطيسي E.M fields بدلاً عن التيار الكهربائي المباشر.

الطرق الجيوفيزيائية الشائعة وخواصها ومصادر مجالها التطبيقي

نوع المسح	عمق التطبيق	مصدر المجال	الخاصية الفيزيائية	الطريقة
أرضي	0-300 م	نشط (مستحث)	المقاومية - التوصيلية	المقاومية الكهربائية ERT
أرضي	0-100 م	طبيعي (غير فعال)	التوصيلية- التأكسدية	الجهد الذاتي SP
أرضي	0-100 م	نشط (مستحث)	المقاومية والسعة الكهربائية	الاستقطاب المستحث IP
أرضي	0-300 م	نشط (مستحث)	التوصيلية	Mise A La Masse
أرضي - جوي	0 - 10 كم	نشط (مستحث)	التوصيل والحث الكهربائي	الكهرومغناطيسية EM مجال التردد FDEM
أرضي - جوي	0 - 10 كم	نشط (مستحث)	التوصيل والحث الكهربائي	الكهرومغناطيسية EM مجال الزمن TDEM
أرضي	0-75 م	نشط (مستحث)	التوصيل والحث الكهربائي	الكهرومغناطيسية EM التردد المنخفض جدا VLF
أرضي	0-150 كم	طبيعي (غير فعال)	التوصيلية - المقاومة الكهربائية	الكهرومغناطيسية EM EM Magnetotelluric
أرضي - جوي	0-50 م	نشط (مستحث)	سماحية العزل الكهربائي، التوصيل الكهربائي	الرادار الأرضي GPR
أرضي - بحري	جميع باطن الأرض	طبيعي (غير فعال)	الكثافة	الجاذبية
أرضي - بحري	100 م	طبيعي (غير فعال)	قابلية التمغنط	المغناطيسية
أرضي	0 - 150 كم	نشط (مستحث)	السرعة- الثوابت المرنة	الانكسار السيزمي
أرضي - بحري	0 - 10 كم	نشط (مستحث)	السرعة - الثوابت المرنة	الانعكاس السيزمي
أرضي	0 - 50 م	نشط (مستحث)	السرعة - الثوابت المرنة	الموجات السطحية SASW & MASW
أرضي	0 - 50 م	نشط (مستحث)	السرعة - الثوابت المرنة	سيزمية الثقوب الاختبارية Cross-hole & Down - hole
أرضي	5 - 670 كم	طبيعي (غير فعال)	السرعة	الزلازل
أرضي - جوي	0.5 م	طبيعي (غير فعال)	إشعاع جاما	الإشعاعية
أرضي - بحري - جوي	0.1 - 120 كم	طبيعي (غير فعال)	التدرج الحراري - درجة الحرارة	الانسياب الحراري



إن استخدام طريقة جيوفيزيائية أو تقنية ما يعتمد على طبيعة وحجم و مقياس المشكلة قيد الدراسة. وكقاعدة عامة، تتطلب الطرق الجيوفيزيائية فروق جانبية أو رأسية في الخصائص الفيزيائية التي يتم قياسها للسماح بعمل بعض الاستنتاجات. في العادة يرجع اختلاف وعدم ثبات الخصائص الفيزيائية دائماً لوجود بعض الحدود الجيولوجية. تعطى هذه القياسات الجيوفيزيائية تقدير متوسط لكل الخصائص تحت - السطحية. في بعض الأحيان يتطلب تمييز أو تحديد معظم هذه الخصائص وذلك من خلال عمل قياسات داخل الآبار أو من خلال العينات الصخرية التي يتم الحصول عليها من الآبار. بشكل عام، كلما زاد عدد القياسات الجيوفيزيائية كلما أدى ذلك إلى تحديد أكثر للخصائص، لذلك، ينصح باستخدام طرق جيوفيزيائية متعددة لتقليل الغموض المتأصل في تفسير مجموعة وحيدة من البيانات.

يتم تطبيق الطرق الجيوفيزيائية من خلال الخطوات الرئيسية التالية:

- التقييم المبدئي للمشكلة وما هي المعلومات الأولية المتوفرة عنها، وما هي المعلومات الإضافية المطلوبة، وما هي النتائج المرجوة).
- تحديد الطريقة الجيوفيزيائية (أو مجموعة الطرق) التي ستؤدي إلى أفضل النتائج. لن تكون جميع الطرق قابلة للتطبيق لذلك، من الأهمية بمكان إجراء تقييم دقيق للطرق التي من المرجح أن توفر البيانات والمعلومات ذات الصلة بالمشكلة محل الاهتمام أيضاً.
- تحديد نطاق (أو حجم) التغطية الجيوفيزيائية المطلوبة.
- تقييم الطريقة التي يتم بها الحصول على البيانات والمعلومات وتفسيرها وتقديمها لمعالجة المشكلة.

بعد الإجابة على هذه الاستفسارات يبدأ العمل الجيوفيزيائي.

هناك جانبان للمسح الجيوفيزيائي؛ الجانب الحقلية: وهو عملية جمع البيانات من الحقل، والجانب الآخر هو الجانب المكتبي: وهو مختص بعملية استخلاص النتائج والاستقراء وكتابة التقرير النهائي. الشرط الأساسي لتحليل وتفسير المعلومات الجيوفيزيائية وبالأخص السيزمية هو توافر البيانات وتقديمها بشكل موثوق ودقيق. عادةً ما تتطور البيانات من خلال «دورة حياة» وتتكون من المراحل التالية:

- الحصول على البيانات الرقمية.
- معالجة البيانات وتصحيحها وإزالة «الضوضاء» التي قد تقلل من جودة النتائج.
- التصور. تطوير خرائط وعروض ثلاثية الأبعاد لتفسير النتائج وعرضها.
- النمذجة. تطبيق النماذج رياضياً التي تترجم الظروف الجيولوجية تحت سطحية.
- التفسير. تكامل جميع النماذج ومطابقتها للقيود الجيولوجية والجيوفيزيائية.

تكمن أهمية تأليف هذا الكتاب باللغة العربية إلى أهمية التطبيقات العلمية والعملية للجيوفيزياء وما يترتب عليها من جدوى اقتصادية، علاوة على أنه منذ ماينوف عن ثلاثين عاما بدأت تدريس معظم مقررات خطة الجيوفيزياء بجامعة الملك سعود ولمست حاجة الطلاب الماسة والملحة على مر السنوات إلى أي مرجع مؤلف باللغة العربية عن مفهوم الجيوفيزياء ومجالات تطبيقها وعلى ضوء ذلك قمت بتجميع وتحديث وترجمة مذكراتي التدريسية وأخرجتها في هذا الكتاب الذي بين أيديكم.

يحتوي الكتاب عموماً على تسعة فصول في مجال الجيوفيزياء التطبيقية معتمدة على الشرح والتحليل ويختتم كل فصل بأسئلة وأجوبة محلولة تسهيلاً للطلاب. يناقش الفصل الأول المفاهيم الطرق الكهربائية ونمذجتها وخصائصها الرياضية والفيزيائية بينما يوضح الفصل الثاني ميكانيكية طريقتي الجهد الذاتي والاستقطاب المستحث. يتطرق الفصل الثالث إلى شرح الية الطرق الكهرومغناطيسية، وطريقة التيار الأرضي المغناطيسي (MT)، الطريقة الكهرومغناطيسية المعتمدة على الزمن، طريقة التردد المنخفض جداً (VLF)، ونظامي سلينجرام وتورام، والمسح الكهرومغناطيسي الجوي، والطريقة الكهرومغناطيسية العابرة (TEM)، رادار الاختراق الأرضي (GPR). الفصل الرابع يناقش بإسهاب طريقة الجاذبية وشكل الأرض والقوى المؤثرة عليها، والجيوتيد Geoid، طرق قياس الجاذبية الأرضية، وتصحيح بياناتها والتفسير النوعي والكمي لمعطيات الجاذبية، والضغط المتوازن (إيزوستاسي) وفي الفصل الخامس تم شرح طريقة الاستكشاف المغناطيسي الأرضي، وأنواع التمغنت، وعناصر المجال المغناطيسي الكلي، ومكونات المجال المغناطيسي الأرضي، والتغيرات في المجال المغناطيسي الأرضي والتمغنت المتبقي الطبيعي، والمسح المغناطيسي وتصحيح البيانات المغناطيسية. يمثل الفصل السادس ثلث الكتاب تقريباً حيث نوقشت الطرق السيزمية الانعكاسية والانكسارية بالتفصيل والعلاقات الرياضية والفيزيائية في



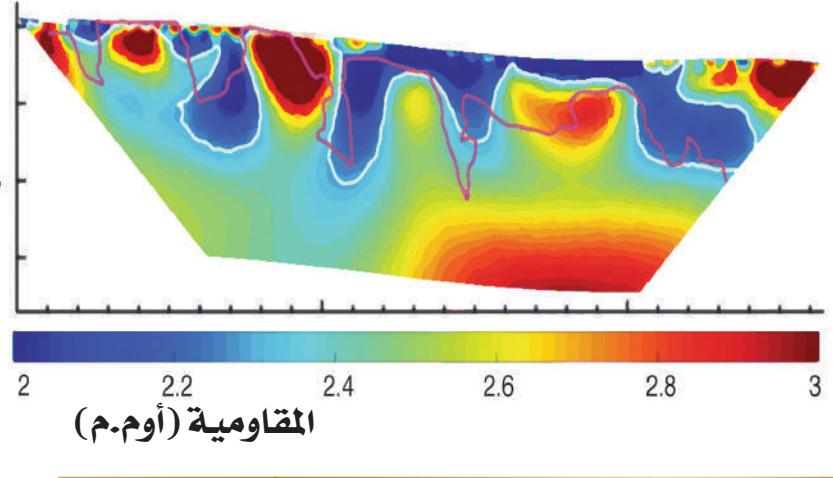
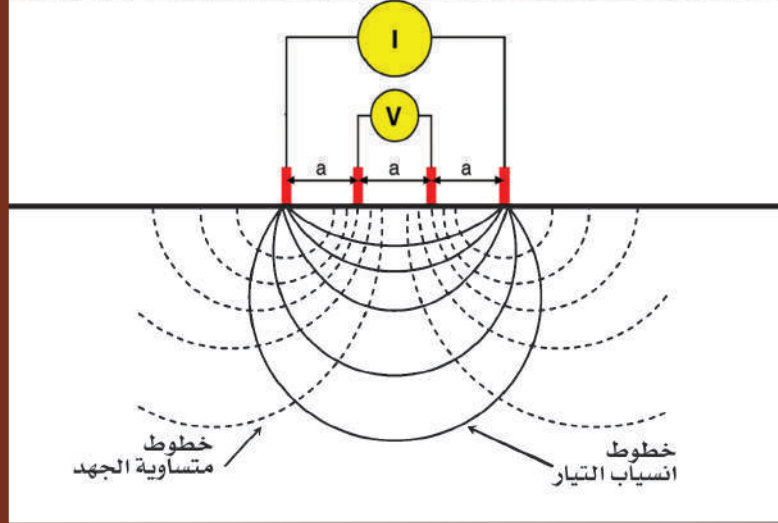
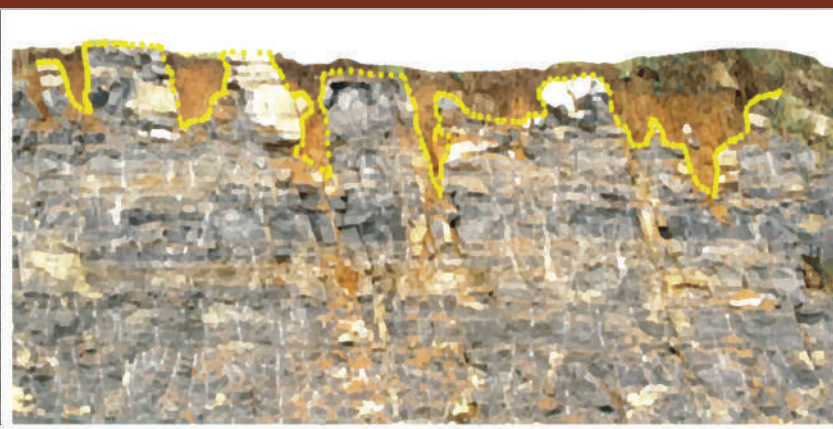
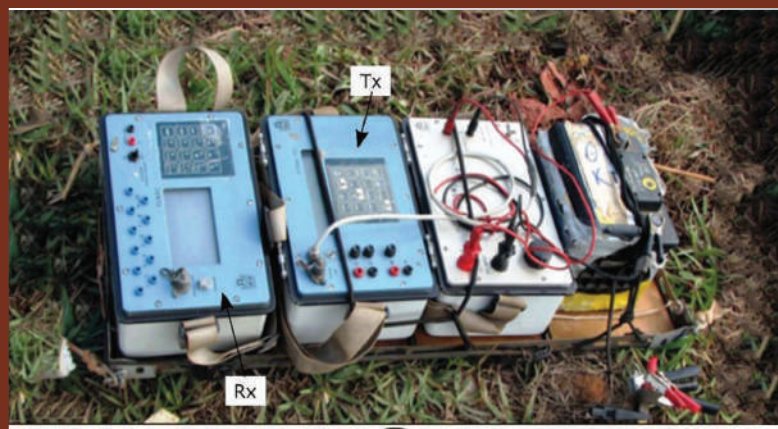
الأوساط المرنة، والموجات السيزمية وانتشارها والسرعة الزلزالية وعوامل فقد الطاقة، ومقارنة تحليل الموجات السطحية **SASW & MASW** والطرق السيزمية للبئر. يناقش الفصل السابع التسجيلات الجيوفيزيائية للآبار وبيئة البئر وسجل الجهد الذاتي، الأجهزة الأساسية لقياس المقاومة الكهربائية، أجهزة قياس أشعة جاما والمسامية، وتقييم صخر المكنم والمصدر. يشرح الفصل الثامن الطرق الإشعاعية، والتركيبة الذرية للعناصر، طرق التحول الإشعاعي، وقانون الاضمحلال الإشعاعي، والتوازن الإشعاعي، والنشاط الإشعاعي الطبيعي والصناعي، وقياس النشاط الإشعاعي، والنشاط الإشعاعي للصخور، وأجهزة قياس النشاط الإشعاعي وطرق الاستكشاف الإشعاعي، وتطبيقات طرق النظائر المختلفة، وقياس عمر الصخور والمعادن المشعة وتفسير البيانات الإشعاعية، وتطبيقات الاستكشاف الإشعاعي. واختتم الكتاب في الفصل التاسع بشرح الطرق الحرارية الأرضية وقياس الخصائص الحرارية للصخور وأنواع خزانات الحرارة الجوفية الأرضية وطرق استكشاف الخزانات الجيوحرارية واستخدامات الطاقة الحرارية الجوفية.

لقد بذلت ما في وسعي جهداً في تأليف هذا الكتاب مستعيناً بالله ثم بالمصادر المختلفة فإن كنت قد أصبت بلوغ القصد ووفقت إلى الصواب في عرض هذا الكتاب وإيفائه بعض حقه فذلك بفضل الله وتوفيقه وإن كان فيه نقص أو تقصير أو خطأ فهو اجتهاد مني.

وأخيراً لم يكن تأليف هذا الكتاب ممكناً لولا تعاون وتشجيع الزملاء الأفاضل بقسم الجيولوجيا والجيوفيزياء بجامعة الملك سعود. ونأمل أن يكون هذا الكتاب مرجعاً مهماً لطلاب الجيوفيزياء خاصة والمهتمين بمجالات علوم الأرض عموماً وأن يسد الفراغ في المكتبة العربية.

والله ولي التوفيق

المؤلف



الفصل الأول

الطرق الكهربائية Electrical Methods

مقدمة

تعتبر الطرق الكهربائية من أكثر الطرق الجيوفيزيائية السطحية شيوعاً وتطبيقاً، وتستخدم في الكشف عن المياه الجوفية بشكل واسع. وقد أثبت معظمها فاعلية في الاستكشاف الضحل، وإن كانت نادراً ما تعطي معلومات دقيقة في الأعماق الأكبر من 500 م. كما تساهم في حل كثير من المشاكل الجيولوجية والبيئية المختلفة، ولكنها من حيث الدقة وصحة المعلومات تأتي بعد الطرق السيزمية.

تعتمد التقنيات الكهربائية على استجابة الأرض لتدفق التيار الكهربائي، حيث تقوم بقياس المقاومة (المقاومة النوعية) Resistivity الكلية لما هو تحت السطح، حيث يمرر تيار كهربائي



عبر الأرض يتم خلالها تسجيل فرق الجهد، والذي يعتمد على الاختلاف في قابلية وقدرة التكوينات الصخرية على مقاومة جريان التيار الكهربائي خلالها. إن جزءاً من هذه التيارات الكهربائية يوجد بشكل طبيعي في الصخور، وهي تنتج عن عوامل كثيرة، أهمها: عمليات الأكسدة وعمليات الاختزال، والعمليات الكهربائية، أو من خلال عمليات الحث المغناطيسي الذي يحدث بسبب تأثير المجال المغناطيسي الخارجي.

تتميز طرق المقاومة الكهربائية بتطور نمذجة البيانات دون صعوبة حتى في وجود نماذج ثلاثية الأبعاد، وبالتالي تفسير البيانات كمياً. هذه النمذجة قد تتم من خلال برامج حاسوبية أو من خلال منحنيات ومخططات معدة لذلك. من خلال نتائج النمذجة يمكن الحصول على قيم دقيقة عن العمق والسمك والمقاومية (المقاومة النوعية) الكهربائية للطبقات تحت السطحية. كما يمكن استخدام هذه المقاومة الناتجة عن الطبقات في تحديد مقاومة السوائل المشبعة والمرتبطة بالتركيز الكلي للمواد الصلبة المذابة (TDS) لهذه السوائل.

تتمثل المشاكل عند استخدام طريقة المقاومة الكهربائية في:

- خصائص الموقع، حيث تقع مناطق الدراسة في أغلب الأحيان في مناطق صناعية تحتوي على نسب عالية من الضوضاء (التشويش) الكهربائي، وهذا يؤدي بدوره إلى صعوبة الحصول على بيانات دقيقة.
- تتطلب عملية المسح مناطق كبيرة المساحة، وبعيدة عن الكابلات الكهربائية أو أي تراكيب أرضية معدنية، كخطوط الأنابيب ومسارات سكك الحديد للقطارات.
- تحتاج طريقة المقاومة الكهربائية إلى عمل أكثر جهداً، وطاقم عمل أكثر عدداً، بالمقارنة بالتقنيات الجيوفيزيائية الأخرى.

1.1 المفاهيم الرياضية والفيزيائية في الطرق الكهربائية

1.1.1 المجال الكهربائي للتيار المباشر

تصف المجالات الكهربائية القوى بين الشحنات الكهربائية والتيار الكهربائي بأنها حركة للشحنات. ويصف قانون كولوم القوة بين شحنتين:

$$\vec{F} = \frac{1}{4\pi\epsilon_0} \frac{q_1 q_2}{|r|^2} \vec{r}$$

حيث r : هو متجه الوحدة في الاتجاه بين الشحنتين.

ϵ_0 : ثابت يربط بين وحدات القوة ووحدات الشحنة والطول، ويسمى سماحية الفراغ الحر،

ويعبر عنه بوحدات النظام العالمي S.I (م، كجم، ث): $\epsilon_0 = 8.854 \times 10^{-12}$

يُعرّف المجال الكهربائي، (E)، بأنه القوة لكل وحدة شحنة:

$$\vec{E} = \frac{\vec{F}}{q_1} = \frac{1}{4\pi\epsilon_0} \frac{q_2}{|r|^2} \vec{r}$$

إذا كان هناك توزيع للشحنة، فإن مبدأ التراكب يؤدي إلى:

$$\vec{E} = \frac{1}{4\pi\epsilon_0} \int \frac{\rho}{|r|^2} \vec{r} dV = \frac{1}{4\pi\epsilon_0} \int \rho \nabla \left(\frac{1}{r} \right) dV$$

حيث ρ هي كثافة الشحنة، $\rho = \frac{\sum q_i}{V}$

هذا هو مجال القوة المركزية الذي يمكن إثبات أن: $\oint \vec{E} \cdot d\vec{l} \equiv 0$

لأي مسار مغلق يكون المجال الكهربائي متحفظاً ويمكن اشتقاقه من الجهد، وبالتالي يمكننا

التعبير عن (E) بواسطة $\vec{E} = -\nabla \phi$ حيث ϕ هي الجهد الكهربائي Electrical potential.



يربط قانون جاوس تكامل المجال الطبيعي بالسطح

$$\oint \vec{E} \cdot \vec{n} \, da = \frac{1}{\epsilon_0} \int_V \rho \, dV$$

حيث ρ هي كثافة الشحنة.

$$\oint \vec{E} \cdot \vec{n} \, da = \int_V \vec{\nabla} \cdot \vec{E} \, dV$$

وبتطبيق نظرية التباعد

$$\oint \vec{E} \cdot \vec{n} \, da = \int_V \vec{\nabla} \cdot \vec{E} \, dV$$

نجد أن

$$\int_V \vec{\nabla} \cdot \vec{E} = \frac{1}{\epsilon_0} \int_V \rho \, dV$$

ونحصل على الشكل النقطي لقانون جاوس:

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{E} = \frac{\rho}{\epsilon_0}$$

2.1.1 كثافة التيار Current Density

إذا كانت الشحنات (q_i) تتحرك بسرعة (v_i)، فإن الكثافة يتم تعريفها من خلال:

$$\vec{J} = \frac{\sum q_i \vec{V}_i}{Vol}$$

إذن، (J) هي الشحنة لكل وحدة مساحة تتحرك بعد نقطة، ولديها وحدات أمبير/ متر مربع

(أ / م²). إذا كانت جميع الشحنات تتحرك بشكل موحد: $\vec{J} = \rho \vec{V}$.

على نطاق مجهري، يتم حفظ الشحنة، لذلك في الحجم الخامس فإن الشحنة تتحرك بمعدل الوقت الذي تمر فيه الشحنة، يجب موازنة السطح المحيط بالمعدل الزمني لتراكم الشحنات داخل الحجم كالتالي:

$$\int_S \vec{J} \cdot \vec{n} da = - \frac{d}{dt} \int P dv$$

وباستخدام نظرية الاختلاف يمكننا إيجاد علاقة النقطة المسماة معادلة الاستمرارية:

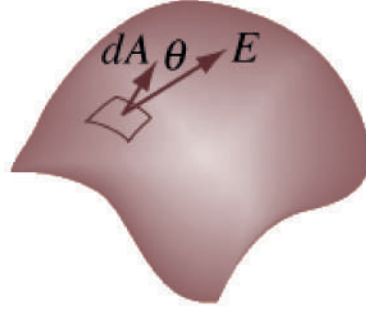
$$\nabla \cdot \vec{J} + \frac{d\rho}{dt} = 0$$

3.1.1 التكامل المساحي Areal Integral

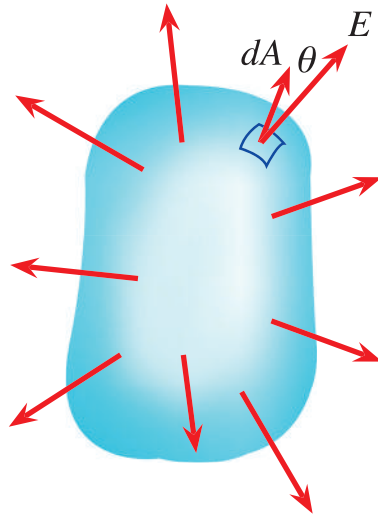
نظراً لأن الشحنات الكهربائية هي مصدر المجال الكهربائي، فقد يكون المجال الكهربائي في أي نقطة في الفضاء مرتبط رياضياً بالشحنات الموجودة. أبسط مثال على ذلك هو شحنة نقطية معزولة. بالنسبة لرسم النقاط المتعددة، يلزم وجود مجموع متجه لحقول رسوم النقاط. تتمثل إحدى طرق توزيع الشحنات المستمرة في تحديد التدفق الكهربائي والاستفادة من قانون جاوس Gauss' law لربط المجال الكهربائي على سطح ما بالشحنة الكلية الموجودة داخل السطح. هذا ينطوي على تكامل التدفق فوق السطح.



$$\int \vec{E} \cdot d\vec{A} = \int E \cos \theta dA$$



ينص قانون جاوس المغناطيسي على أن عدد خطوط المجال المغناطيسي التي تخرج من سطح مغلق يساوي صفرًا، في حين أن قانون جاوس الكهربائي ينص على أن عدد خطوط المجال الكهربائي التي تخرج من سطح مغلق تساوي مجموع الشحنات الكهربائيّة داخل هذا السطح، أي أنه لا يوجد شيء يُعرف بالشحنة المغناطيسيّة، وأنه لا يمكننا الحصول على قطب شمالي أو قطب جنوبي منفصل وحده.



$$\oint \vec{E} \cdot d\vec{A}$$

4.1.1 علاقة المجال الكهربائي بكثافة الشحنة

هناك طرق أخرى تتمثل في ربط مشتقات المجال الكهربائي بكثافة الشحنة. يمكن اعتبار هذا النهج ناشئاً عن إحدى معادلات ماكسويل Maxwell's equations، وتتضمن عملية حساب التفاضل والتكامل المتجه المسمى التباعد Divergence. تباعد المجال الكهربائي عند نقطة في الفضاء يساوي كثافة الشحنة مقسومة على سماحية الفضاء Permittivity.

$$\nabla \cdot E = \frac{\rho}{\epsilon_0}$$

E = electric field المجال الكهربائي

ρ = charge density كثافة الشحنة

ϵ_0 = permittivity السماحية

بينما يمكن استخدام هذه العلاقات لحساب المجال الكهربائي الناتج عن توزيع شحنة معينة، فإن (E) عبارة عن كمية متجهة تزيد من تعقيد هذا الحساب. غالباً ما يتم تحويل هذه العلاقة إلى علاقة تربط الجهد الكهربائي القياسي بكثافة الشحنة عملياً. هذا يعطينا معادلة بواسون Poisson's equation ومعادلة لابلاس Laplace's equation. يرتبط المجال

الكهربائي بالجهد الكهربائي بعلاقة الممال/التدرج $E = -\nabla V$

وبالتالي يرتبط الجهد بكثافة الشحنة بواسطة معادلة بواسون Poisson

$$\nabla \cdot \nabla V = \nabla^2 V = \frac{\rho}{\epsilon_0}$$

في منطقة خالية من الشحن، تصبح معادلة لابلاس Laplace

$$\nabla^2 V = 0$$

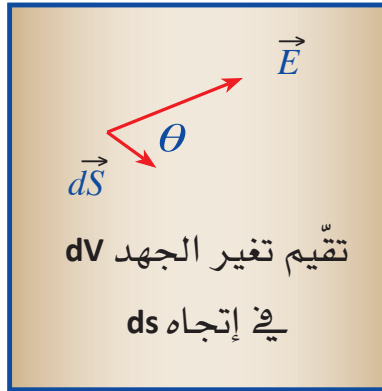
تسمى هذه العملية الرياضية، تباعد التدرج بالمعادلة اللابلاسية Laplacian تساعد التعبير اللابلاسي Laplacian في أنظمة إحداثيات مختلفة للاستفادة من تناظر توزيع الشحنة في حل الجهد الكهربائي (V) .



5.1.1 اشتقاق المجال الكهربائي من الجهد

تتمثل إحدى قيم حساب الجهد الكهربائي القياسي (الجهد) في أنه يمكن حساب المجال الكهربائي منه. مكون المجال الكهربائي في أي اتجاه هو سالب معدل تغير الجهد في هذا الاتجاه.

$$dV = - \vec{E} \cdot \vec{ds} = - E_s ds$$



$$E_x = - \frac{\partial v}{\partial x} \quad E_y = - \frac{\partial v}{\partial y} \quad E_z = - \frac{\partial v}{\partial z}$$

يمكن بعد ذلك التعبير عن المجال الكهربائي كالتالي :

$$E_x = - \frac{dy}{ds} \text{ along } ds, \text{ or } E_s = - \frac{\partial v}{\partial s}$$

هذه المعادلة يطلق عليها الإشتقاق الجزئي. بالنسبة للإحداثيات المستطيلة، تكون مكونات الجهد الكهربائي:

$$E_x = - \frac{\partial v}{\partial x}$$

$$E_y = - \frac{\partial v}{\partial y}$$

$$E_z = - \frac{\partial v}{\partial z}$$

6.1.1 المجال الكهربائي بشكل متدرج (Gradient)

يمكن التعبير عن المجال الكهربائي من حيث الجهد في شكل متجه

$$E = iE_x + jE_y + kE_z$$

$$E = -i \partial v / \partial x - j \partial v / \partial y - k \partial v / \partial z$$

$$E = - [i \partial / \partial x + j \partial v / \partial y + k \partial v / \partial z] v$$

تسمى هذه المجموعة من الاشتقاق الجزئي Partial derivatives بالتدرج، ويمثلها الرمز (دل)

∇ . يمكن بعد ذلك كتابة المجال الكهربائي:

$$E = -\nabla V$$

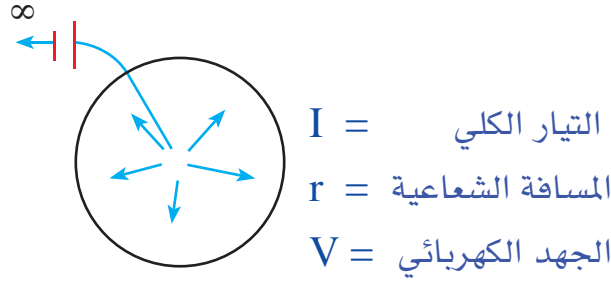
غالبًا ما تكون تعبيرات التدرج في أنظمة إحداثيات أخرى ملائمة للاستفادة من تناظر مشكلة فيزيائية معينة. وعلى سبيل المثال لا الحصر، قانون ستوكس Stokes' Law، والذي ينص على أن مساحة تجعيد Curl دالة متجهية أو حلقية تساوي الخط المتكامل للحقل حول حدود المنطقة.

$$\oint \nabla \times E \cdot dA = \oint E \cdot dL$$



7.1.1 حلول المشاكل الكهربائية باستخدام معادلة لابلاس LaPlace

1 - مجال قطب كهربائي واحد في فضاء كامل :



$$\nabla^2 v = 0$$

في حالة الإحداثيات الكروية يمكن الاعتماد على (r) فقط :

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial v}{\partial r} \right) = 0$$

$$r^2 \frac{\partial v}{\partial r} = 0$$

$$\frac{\partial v}{\partial r} = \frac{c}{r^2}$$

$$V = \frac{-c}{r} + D$$

ولتحديد (c) نستخدم قانون أوم Ohm's law :

$$J = \sigma E$$

$$J = \sigma \nabla V$$

$$J_r = \frac{1}{4\pi r^2} = \sigma \frac{\partial v}{\partial r} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial v}{\partial r}$$

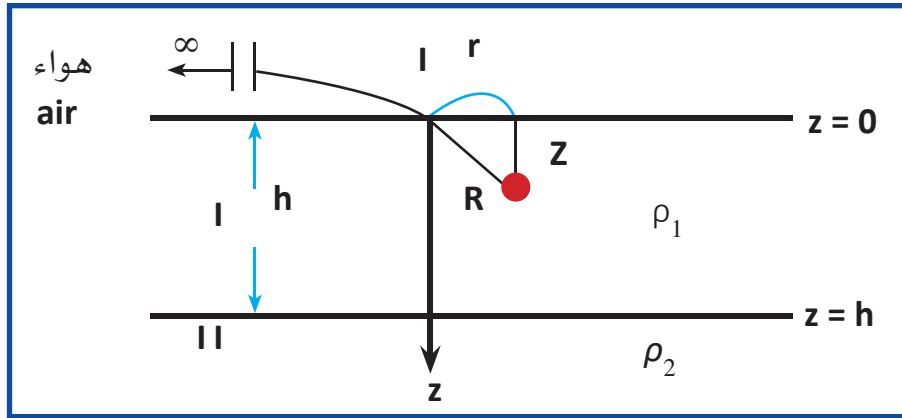
$$\frac{\partial v}{\partial r} = \frac{I\rho}{4\pi r^2} = \frac{c}{r^2} \quad \therefore C = \frac{I\rho}{4\pi} \quad V = \frac{I\rho}{4\pi r}$$

2 - قطب كهربائي واحد في نصف فضاء:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r}$$

3 - قطب كهربائي واحد على طبقة واحدة في نصف فضاء:

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial v}{\partial r} \right) + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = 0$$



وباستخدام فصل المتغيرات Separation of variables نجد أن :

$$V(r,z) = R(r) Z(z)$$

$$\frac{\partial^2 v}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial v}{\partial r} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = 0$$



$$\frac{z d^2 R}{dr^2} + \frac{Z}{r} \frac{dR}{dr} + \frac{r d^2 Z}{dz^2} = 0$$

$$\frac{1}{R} \frac{d^2 R}{dr^2} + \frac{1}{rR} \frac{dR}{dr} + \frac{1}{Z} \frac{d^2 Z}{dz^2} = 0$$

$$+k^2 \rightarrow e^{-kz}$$

$$-k^2 \rightarrow e^{\pm ikz}$$

لأنه يتحلل نختار $+k^2$

$$Z \propto e^{\pm kz}$$

حيث $k = \text{Eigenvalue}$ ، هو عدد يمكن أن يكون من الأعداد الصحيحة أو من الأعداد المعقدة.

$$R = J_0(kr)$$

$$\frac{d^2 R}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dR}{dr} + k^2 R = 0$$

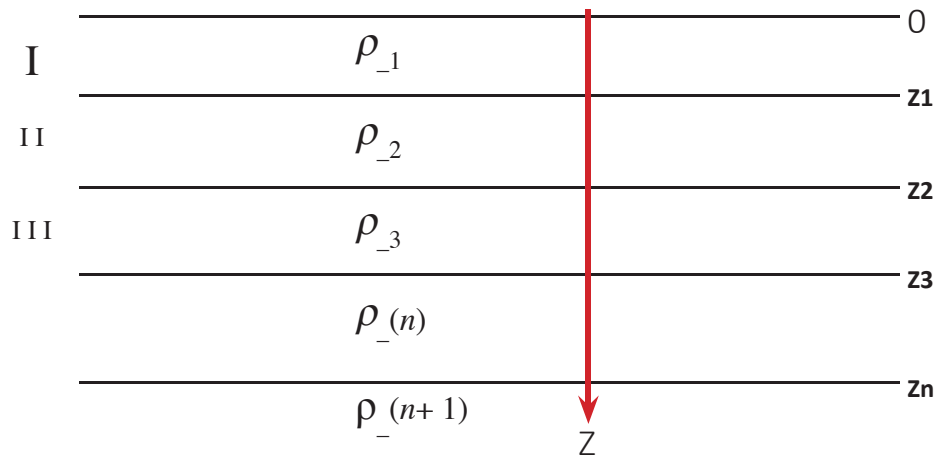
$$\frac{d^2 R}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dR}{dr} + \left(k^2 - \frac{n^2}{r^2} \right) R = 0 \rightarrow J_n(kr)$$

المنطقتان : I ∝ II

$$V_I (r, z) = \frac{I\rho}{2\pi 4} \int_0^\infty \{ A(k)e^{-kz} + B(k)e^{kz} \} J_0(kr) dk$$

$$V_{II} (r, z) = \int_0^\infty C(k)e^{-kz} J_0(kr) dk$$

وفي حالة عدة طبقات (n) ممثلة بعدة نطاقات I, II, III, IV نجد أن:



$$V_I = \frac{I\rho_1}{2\pi} \left\{ \frac{1}{R} + \int [A_1(k)e^{-kz} + B_1(k)e^{kz}] J_0(kr) dk \right\}$$

$$V_{II} = \frac{I\rho_2}{2\pi} \left\{ \frac{1}{R} + \int [A_2(k)e^{-kz} + B_2(k)e^{kz}] J_0(kr) dk \right\}$$

$$V_n = \frac{I\rho_n}{2\pi} \left\{ \frac{1}{R} + \int [A_n(k)e^{-kz} + B_n(k)e^{kz}] J_0(kr) dk \right\}$$

$$V_{n+1} = \frac{I\rho_{n+1}}{2\pi} \left\{ \frac{1}{R} + \int [A_{n+1}(k)e^{-kz} + B_{n+1}(k)e^{kz}] J_0(kr) dk \right\}$$

لدينا فقط مصطلح الإضمحلال حيث أن فراغ $\rho_{n+1} = \frac{1}{2}$

وحيث أن (2N+1) غير معروف، فإننا نحتاج إلى ظرف حد (BC) 2N+1



BC's

1- BC at $Z = 0$

$$(\partial v_{-1}) \Big|_{z=0} = 0$$

2- BC عند كل حد

$$\{ \mathbf{v}_i = \mathbf{v}_{i+1} \} \quad \text{الجهد المستمر}$$

$$\frac{1}{\rho_i} \frac{\partial v_i}{\partial z} = \frac{1}{\rho_{i+1}} \frac{\partial v_{i+1}}{\partial z} \quad \text{التيار العمودي مستمر}$$

$$(1+A) + B_1 e^{2kz_1} = \frac{\rho_2}{\rho_1} (A_2 + B_2 e^{2kz_2})$$

$$A_2 + B_2 e^{2kz_2} = \frac{\rho_3}{\rho_2} (A_3 + B_3 e^{2kz_3})$$

$$A_N + B_N e^{2kz_n} = \frac{\rho_{N+1}}{\rho_n} A_{N+1}$$

$$V_0(r, z=0) = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int_0^\infty R_N(K) J_0(Kr) dk$$

$$\text{Kernel function} = R_N(k) = \frac{1 - Q_N e^{-2K} (z_2 - z_1)}{1 + Q_N e^{-2K} (z_2 - z_1)}$$

دالة كرنل Kernel function هي ما يتم تطبيقه على كل بيانات مثيلة، لتعيين الملاحظات غير الخطية الأصلية في مساحة ذات أبعاد أعلى، حيث تصبح قابلة للفصل

$$Q_N = \frac{\rho_1 - \rho_2 R_{N-1}}{\rho_1 + \rho_2 R_{N-1}}$$

$$R_1 = \frac{1 - Q_1 e^{-2K} (z_n - z_{n-1})}{1 + Q_1 e^{-2K} (z_n - z_{n-1})}$$

$$R_0 = 1 \quad \text{عندما يكون} \quad Q_1 = \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_1 + \rho_2} \quad \text{وأخيراً توصلنا إلى}$$

حيث ρ تمثل مقاومة الوسط، في حين أن Q تعبر عن معامل الانعكاسية

2.1 الخصائص الكهربائية للصخور والمعادن

1.2.1 خصائص التوصيل الكهربائي

تستخدم الطرق الكهربائية تياراً مباشراً أو تياراً منخفض التردد لفحص الخصائص الكهربائية تحت السطح، في حين تستخدم الطرق الكهرومغناطيسية المجال الكهرومغناطيسي المتناوب ذي الترددات العالية. هناك خاصيتان ذاتا أهمية قصوى في تطبيق الطرق الكهربائية.

- قدرة الصخور على توصيل التيار الكهربائي.
- الاستقطاب الذي ينتج استقطاباً مستحثاً عند مرور تيار كهربائي من خلالها.

يستخدم الاستكشاف الكهربائي للصخور ثلاث خصائص أساسية :

1 - المقاومة Resistivity و الموصلية Conductivity

المقاومية Resistivity: هي المقاومة الكهربائية لمادة موصلة لكل وحدة طولية. أو هي الدرجة التي يقاوم عندها الموصل تدفق الكهرباء من خلاله، مما يسمح بدلاً من ذلك للطاقة بالتدفق خارج الدائرة الكهربائية على هيئة حرارة غالباً. المقاومة مفيدة في مقارنة المواد المختلفة حسب قدرتها في توصيل التيارات الكهربائية. وحدة المقاومة هي أوم.م (Ohm.m).

الموصلية Conductivity: على النقيض من ذلك، هي الدرجة التي يسمح بها الموصل بتدفق الكهرباء من خلاله. وحدة الموصلية هي سيمنز (S). كان يطلق عليه سابقاً اسم mho. الموصلات الجيدة تحتفظ بالحرارة، مما يقلل من فقد الطاقة من الدائرة الكهربائية. الأسلاك النحاسية، على سبيل المثال، مادة ذات موصلية ممتازة. المواد كالهواء والقماش والمطاط لها موصلية رديئة جداً. تعتمد الموصلية بشكل رئيس على:

- المسامية.
- النفاذية الهيدروليكية التي تصف كيفية ترابط المسام.



- تركيز الإلكتروليونات الذائبة
- درجة الحرارة، وحالة السوائل في المسام
- كمية وتركيب محتوى الطين.

الموصلية لها أعداد لا تُحصى من الاستخدامات، منها أنها تحدد المواد التي تصنع منها الأجزاء الكهربائية، ومنها استخدامها لاختبار نقاء الماء (المياه غير النقية تجري فيها الكهرباء بسهولة أكبر)، ويمكن استخدامها لفرز المواد حسب النوع. المقاومة لها استخداماتها كذلك، ولعل أشهرها استخدام المطاط كعازل كهربائي، العوازل الكهربائية هي مواد تستخدم لتغليف الموصلات لمنع سريان الكهرباء أو الحرارة خارج الدائرة الكهربائية.

2 - النشاط الكهروكيميائي

يعتمد النشاط الكهروكيميائي للصخور على تركيبها المعدني، وعلى تركيب المحاليل الإلكتروليونية الذائبة في المياه الجوفية، حيث أن فروق الجهد الكهربائي الناتجة من التفاعلات الكهروكيميائية سببها التماس بين المعادن والمحاليل التي تكون على اتصال معها. وهذا النشاط وفروق الجهد الناتجة تشكل الأساس لطرق الجهد الذاتي (SP) والاستقطاب الحثي (IP).

3 - ثابت العزل الكهربائي أو السماحية Dielectric Constant or Permittivity

ثابت العزل الكهربائي Dielectric constant: هو نسبة سماحية مادة ما إلى سماحية المساحة الحرة. إنه تعبير عن مدى تركيز المادة في التدفق الكهربائي، وهو المكافئ الكهربائي للنفاذية المغناطيسية النسبية. مع زيادة ثابت العزل، وثبوت جميع العوامل الأخرى على حالها، تزداد كثافة التدفق الكهربائي. يتيح ذلك للأشياء ذات الحجم المحدد، كمجموعات الألواح المعدنية، الاحتفاظ بشحنتها الكهربائية لفترات طويلة من الزمن، و/أو الاحتفاظ بكميات كبيرة من الشحن. المواد ذات ثوابت العزل العالية مفيدة في تصنيع المكثفات عالية القيمة.

بشكل عام، تتحلل المواد ذات ثوابت العزل العالية بسهولة أكبر عند تعرضها لمجالات كهربائية شديدة، مقارنة بالمواد ذات ثوابت العزل المنخفضة. على سبيل المثال، يحتوي الهواء الجاف على ثابت عزل منخفض، ولكنه يصنع مادة عازلة ممتازة للمكثفات المستخدمة في أجهزة إرسال الترددات الراديوية عالية الطاقة. حتى لو تعرض الهواء لانهيال العازل (حالة يبدأ فيها العازل فجأة في توصيل التيار)، فإن الانهيال ليس دائماً. عند إزالة المجال الكهربائي الزائد، يعود الهواء إلى حالته الطبيعية العازلة. ومع ذلك، يمكن للمواد الصلبة العازلة كالبولي إيثيلين والزجاج أن تتعرض لضرر دائم.

2.2.1 آلية التوصيل الكهربائي

تتم آلية التوصيل الكهربائي في المواد من خلال ثلاث طرق:

1 - توصيل إلكتروني ويتم بحركة الإلكترونات خلال المعادن جيدة التوصيل للكهرباء،

وهذا يتوقف على وجود عدد من الإلكترونات المنفردة في المدارات الخارجية لذرات المعادن، ومن أمثلة هذه المعادن؛ الكبريتيدات والجرافيت والنحاس. يعتمد التوصيل على تدفق الإلكترونات الحرة، فإذا كانت هناك أعداد كبيرة من الإلكترونات الحرة المتاحة، فإن المادة تسمى معدناً فلزياً، وعدد الإلكترونات الحرة في المعدن يساوي تقريباً عدد الذرات.

يرتبط عدد إلكترونات الموصل (n) بالعلاقة التالية :

$$n \approx \epsilon^{E/KT} \quad E \propto 1/n \quad T \propto n$$

ϵ ثابت العزل الكهربائي

k ثابت بولتزمان Boltzman's constant ($k = 1.38 \times 10^{-23} \text{ Pa.m}^3/\text{K}$)

T درجة الحرارة المطلقة

E طاقة التنشيط



ثابت بولتزمان Boltzman's constant (k): هو أحد الثوابت الفيزيائية، الذي يعطي العلاقة بين طاقة الجزيء أو الذرة في الحالة الغازية ودرجة الحرارة. فهو يعطي متوسط طاقة الحركة لكل جزيء أو ذرة في الغاز بمجرد معرفة درجة الحرارة المطلقة له. وهو عبارة عن خارج قسمة ثابت الغازات (R) على عدد أفوجادرو (N_A).

يمكن اعتبار المعادن فئة خاصة من أشباه الموصلات الإلكترونية التي تقترب فيها (E) من الصفر. يعتبر الذهب والنحاس معادن حقيقية، في حين أن معظم معادن الكبريتيدات هي أشباه موصلات إلكترونية ذات طاقة تنشيط منخفضة.

2 - التوصيل الإلكتروني: ويتم بحركة الأيونات في السوائل والمياه الملحة. إن التوصيل الكهربائي في معظم الصخور هو من النوع الإلكتروني بالأساس. وذلك لأن معظم الحبيبات الصخرية عازلة (معدا الخامات الفلزية والمعادن الطينية)، ويتم التوصيل الكهربائي من خلال المياه البينية في المسامات والشقوق. لذلك تعتمد مقاومة التكوين الصخري عموماً على مقاومة الإلكترونيات الموجود، وتتناسب عكسياً مع المسامية ودرجة التشبع. عموماً فإن الصخور الصلبة Hard rocks هي موصلات رديئة للكهرباء، ولكن التوصيل يتم على طول وامتداد الكسور والشقوق. أما في التكوينات الرسوبية الغنية بالمسامات، فتتحكم درجة التشبع Water saturation وطبيعة الإلكترونيات والمسامية في المقاومة. لذلك تعتبر المقاومة عاملاً متغيراً، ليس فقط بين تكوين صخري وآخر، ولكن حتى ضمن التكوين نفسه. حيث لا توجد مضاهاة عامة بطبيعة الصخور مع المقاومة، ولكن هناك تصنيفاً واسعاً يترتب بموجبه تصنيف صخور الطين والمارل، وأحجار الرمل والحصى، وحجر الجير والصخور المتبلورة، ويتم ذلك على أساس زيادة المقاومة بين أنواع الصخور المختلفة.

3 - الاستقطاب الكهربائي Electrical Polarization: ويتم بسبب حركة الأيونات المشحونة لمسافة قصيرة نتيجة تأثيرها بمجال كهربائي خارجي لا يلبث أن يتوقف. أفضل مثال على تدفق الأيونات هو التوصيل عبر الماء، خاصة الماء شديد الملوحة، بحيث يكون هناك وفرة من الأيونات الحرة. معظم المواد يتم توصيلها عبر حركة الأيونات الموجودة في الماء داخل فراغات المسام.

هناك ثلاثة استثناءات:

- (1) خامات الكبريتيدات، وهي من أشباه الموصلات للإلكترونات.
- (2) صخور صلبة بالكامل أو جافة تماماً.
- (3) صخور ذات مسام لا تذكر (صخور صلبة كالجابرو)، وتشمل جميع الصخور الموجودة على أعماق تزيد عن بضعة كيلومترات، حيث تتعدم المسامية نتيجة الضغوط الكبيرة.

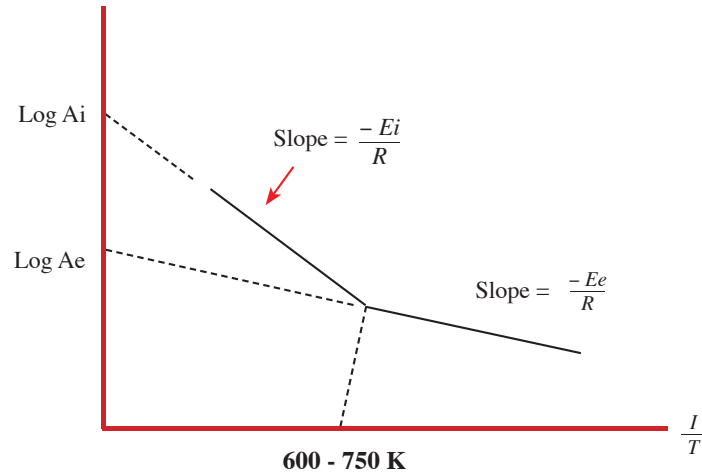
آلية التوصلية في الصخور غير الحاملة للماء

(1) التوصلية الخارجية Extrinsic في درجات الحرارة المنخفضة، التي تقل عن 600-750 درجة كلفن (الشكل 1.1).

(2) التوصلية الداخلية Intrinsic لدرجات الحرارة المرتفعة.

$$\sigma = A_i \varepsilon^{-E_i/RT} + A_e \varepsilon^{-E_e/RT}$$

A_i و A_e : أعداد الأيونات المتاحة، A_i أكبر بـ 10.5° من A_e
 E_i و E_e هما طاقتا التنشيط. حيث E_i تساوي ضعف E_e
 R هو ثابت بولتزمان



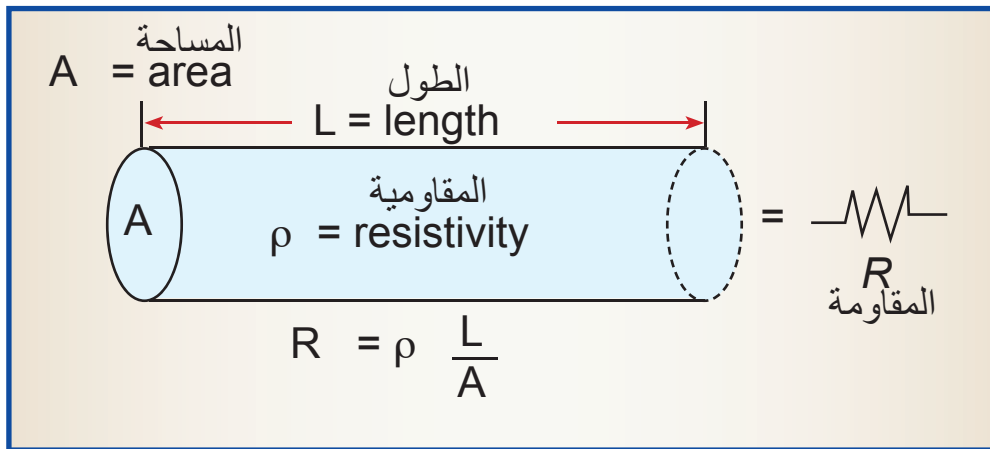
الشكل 1.1: يوضح العلاقة بين عدد الأيونات ودرجة الحرارة المضبوطة
 (www.Chemwiki.ucdavis.edu)



3.2.1 المقاومة Resistance والمقاومية Resistivity والموصلية Conductivity

ينص **قانون أوم** Ohm's Law على أنه إذا مرّ تيار كهربائي شدته أمبير واحد، ضمن عنصر مقاومته أوم واحد، فإنّ الجهد الكهربائي = فولت واحد. (الجهد = التيار × المقاومة). لماذا نستخدم المقاومية (المقاومة النوعية) Resistivity وليس المقاومة Resistance. المقاومة لا تعتمد فقط على نوع المادة ولكن تعتمد على شكلها، فالمقاومة لسلك تزداد مع طول السلك وتقل مع زيادة مساحة مقطعه. ولكن في المسح الجيوفيزيائي نريد خاصية فيزيائية تقيس قدرة المادة على إمرار التيار الكهربائي، وتميز المادة بغض النظر عن شكلها الهندسي. وهذه الخاصية الفيزيائية التي تميز المادة ولا تعتمد على شكلها هي المقاومة النوعية للمادة أو المقاومية Resistivity ويرمز لها بالرمز ρ . ترتبط المقاومية بالمقاومة (الشكل 2.1) بعلاقة رياضية تسمى بقانون المقاومية $\rho = RA/L$

ρ	رمز يوناني يقرأ رو rho، ويرمز للمقاومية بوحدة أوم.متر ($\Omega \cdot m$)
R	المقاومة الكهربائية وتقاس بوحدة أوم (Ω).
A	مساحة المادة بوحدة المتر المربع (m^2)
L	يستخدم للتعبير عن طول مادة ما بوحدة المتر (m).



الشكل 2.1 : يوضح العلاقة بين المقاومة والمقاومية

تعتمد قيمة المقاومة على درجة حرارة المواد، فمثلاً تبلغ مقاومة النحاس 1.7×10^{-8} أوم. متر، ويُذكر بأنه كلما زادت درجة حرارة الموصل زادت مقاومته، ولكن في حالة الكربون والسيليكون تتناقص المقاومة مع ارتفاع درجة الحرارة.

تعتبر المقاومة إحدى خصائص المادة التي يتكون منها الجسم، وأما عن المقاومة فهي تتأثر بخصائص عديدة للأجسام، حيث أن لكل مادة إلكترونات تتحرك بشكل حر بين الذرات، وعند محاولتها التدفق عبر الموصل، سوف يحدث تصادم بينها وبين الإلكترونات مقيدة الحركة الموجودة في المادة أيضاً، ويؤدي ذلك إلى إعاقة حركتها، وحينها سوف تكون مقاومتها عالية. وهنا يجب التمييز بين المقاومة الظاهرية Apparent Resistivity والمقاومية الحقيقية True Resistivity.

إذا كان الوسط الجيولوجي تحت سطح الأرض متجانساً Homogeneous بصورة كاملة، فلن تتأثر قيمة المقاومة الأرضية عند تبديل أماكن أقطاب التيار والجهد. ولكن الواقع غير ذلك، فإن المقاومة المقاسة تتغير مع تغير أماكن الأقطاب، أي أنه لو تم نقل أقطاب التيار حتى مع بقاء أقطاب الجهد ثابتة، فسيتم الحصول على قيمة مختلفة للمقاومية، وذلك نتيجة وجود اختلافات جانبية ورأسية في المقاومة لطبقات الأرض. لهذا يطلق على المقاومة المأخوذة من الحقل بالمقاومية الظاهرية.

المقاومية الظاهرية Apparent Resistivity : عندما تكون المسافة بين الأقطاب الكهربية صغيرة تكون المقاومة الظاهرية قريبة من مقاومة الطبقة العليا. ومع زيادة المسافة بين الأقطاب الكهربية، يمر المزيد من التيار عبر الطبقة السفلى وتتغير المقاومة الظاهرية. المقاومة الظاهرية لا تصل أبداً إلى مقاومة الطبقة السفلى، لأن بعض التيار ينتقل دائماً عبر الطبقة العليا. تغيرات المقاومة الظاهرية مع تباعد الأقطاب الكهربية تعتمد على عمق الحد الفاصل والتباين في المقاومة.



الموصلية والمقاومية ترتبطان بعلاقة عكسية بينهما، تعرف المواد الموصلة بدايةً بأنها المواد التي تسمح من خلالها بمرور التيار الكهربائي، كالفلزات أو بمرور الطاقة الحرارية كالزجاج، فالمقاومية بمعنى آخر، هي الدرجة التي يعيق بها الموصل مرور التيار الكهربائي خلاله، مما يسمح للطاقة بالتدفق خارج الدائرة الكهربائية على شكل انبعاث حراري، وأما عن الموصلية فهي على العكس من ذلك، فإنها الدرجة التي يسمح بها الموصل بتدفق التيار الكهربائي خلاله، فتقوم بالاحتفاظ بالحرارة بشكل جيد، مما يفيد في تقليل فقد الطاقة من الدارة الكهربائية والتي تقاس بوحدة سيمنز (S)، ومن الأمثلة على المواد الموصلة للكهرباء؛ الأسلاك النحاسية، ومن الأمثلة على المواد العازلة للكهرباء والتي تنعدم الموصلية فيها؛ الهواء والقماش والمطاط.

تصنيف المواد حسب قيم المقاومة

أ) المواد التي تفتقر إلى المسام ستظهر مقاومة عالية مثل:

✓ حجر الجير الصلب

✓ معظم الصخور النارية والمتحولة (كالبازلت والنايس)

ب) المواد التي تفتقر للمسام المشبعة بالماء، ستظهر مقاومة عالية مثل:

✓ الرمال الجافة والحصى

✓ الجليد

ج) المواد التي تكون فيها المياه عذبة (خالية من الملوحة) ستظهر مقاومة عالية مثل:

✓ الرمال والحصى المشبعة بالمياه العذبة

د) معظم المواد الأخرى، ذات مقاومة متوسطة أو منخفضة، خاصة إذا كان الطين موجوداً مثل:

✓ تربة طينية

✓ رماد أو دقيق Flour الصخور أو ما يسمى بالتربة الدقيقة الناتجة عن الصخور

وجود المعادن الطينية Clay تشير إلى انخفاض المقاومة بشكل ملحوظ بسبب:

- يمكن أن تختلط أو تتحد المعادن الطينية مع الماء.
 - يمكن للمعادن الطينية امتصاص الكاتيونات في حالة قابلية التبادل على السطح.
 - تميل معادن الطين إلى التآين، والمساهمة بإمداد الوسط بالأيونات الحرة.
- تعطي القائمة التالية المقاومة والموصلية لبعض المواد والمعادن عند 20 درجة مئوية، (الجدول 1.1).

الجدول 1.1: يوضح العلاقة بين المقاومة والموصلية ودرجة الحرارة

المادة	المقاومية ρ ($\Omega \cdot m$) عند 20°	الموصلية σ (S/m) عند 20°	معامل الحرارة (K^{-1})
فضة	1.59×10^{-8}	6.30×10^7	0.0038
نحاس	1.68×10^{-8}	5.96×10^7	0.0039
ذهب	2.44×10^{-8}	4.10×10^7	0.0034
ألومنيوم	2.82×10^{-8}	3.5×10^7	0.0039
كالسيوم	3.36×10^{-8}	2.98×10^7	0.0041
تنجستن	5.60×10^{-8}	1.79×10^7	0.0045
زنك	5.90×10^{-8}	1.69×10^7	0.0037
نيكل	6.99×10^{-8}	1.43×10^7	0.006
ليثيوم	9.28×10^{-8}	1.08×10^7	0.006
حديد	1.0×10^{-7}	1.00×10^7	0.005
بلاتين	1.06×10^{-7}	9.43×10^6	0.00392
قصدير	1.09×10^{-7}	9.17×10^6	0.0045
رصاص	2.2×10^{-7}	4.55×10^6	0.0039



4.2.1 تباين المقاومة Resistivity Anisotropy

يحدث تباين الخواص الكهربائية عندما يختلف تدفق التيار الكهربائي باختلاف السمات. في الوسائط المسامية، قد يتوافق هذا مع تباين الخواص في التوصيل الهيدروليكي الناتج عن النسيج الرسوبي أو الكسور أو الذوبان. هذا يعني أن المقاومة الظاهرية المقاسة ستعتمد على اتجاه نظام القياس.

بشكل عام، يعتبر تباين الخواص الكهربائية خاصية من سمات الصخور الطباقية التي تكون أكثر ملاءمة بشكل عام في مستوى التطبيق. يمكن العثور على التباين المجهرى في الشيست (Micro anisotropic) Schist أو على نطاق التباين الكبير الواسع كما هو الحال في سلسلة الصفائح من الطين الصفحي (الطفل) (Macro anisotropic) Shale.

تباين الخواص العمودية Vertical Anisotropy: بالنسبة لمسوحات المقاومة العادية التي يتم إجراؤها على السطح، لا توجد طريقة لمعرفة الفرق بين المقاومة المقاسة عمودياً والمقاومة المقاسة أفقياً. لذلك، لا يمكن اكتشاف التباين الرأسي على السطح. في حالة وجود مثل هذا التباين Anisotropy، فإن تقديرات العمق ستكون خاطئة.

تباين الخواص الأفقية Horizontal Anisotropy: التباين الأفقي يعني أن المقاومة المقاسة بأقطاب كهربائية، وهي موجهة في اتجاه واحد، ستكون مختلفة عن تلك المقاسة باستخدام المصفوفة نفسها الموجهة في اتجاه عمودي. بشكل عام، فإن «المقاومة المستعرضة» Transverse Resistivity، المقاسة عمودياً على مستوى الطبقة، ستكون أكبر من «المقاومة الطولية» Longitudinal Resistivity، التي تقاس بالتوازي مع مستوى الطبقة كما في (الشكل 3.1).

Anisotropy معامل التباين $\lambda = \rho_t / \rho_l$

ρ_t : (Transverse resistivity) المقاومة المستعرضة .

ρ_l : (Longitudinal resistivity) المقاومة الطولية .

تعتمد المقاومة الفاعلة على ما إذا كان التيار يتدفق بالتوازي مع الطبقة أو معامداً عليها.

$$R_1 = \rho_1 h_1$$

المقاومة الكلية لوحدة العمود (T)

$$T = \sum \rho_i h_i$$

يتم تعريف المقاومة المستعرضة ρt بواسطة.

$$\rho t = T/H$$

H = هو السمك الكلي

بالنسبة للتيار المتدفق أفقياً، لدينا دائرة متوازية. مقلوب المقاومة يطلق عليه الموصلية (S).

$$S = 1/ R = \sum h_i / \rho_i$$

وحدة التوصيل الطولي

$$\rho l = H / S$$

قد يتم وصف الطبقة بمعاملين، هما

$$(1) \text{ مقاومة الطبقة } (\rho_i)$$

$$(2) \text{ سمك الطبقة } (t_i)$$

يمكن اشتقاق أربعة معاملات كهربائية لكل طبقة، باستخدام مقاومة وسمك كل طبقة. هناك:

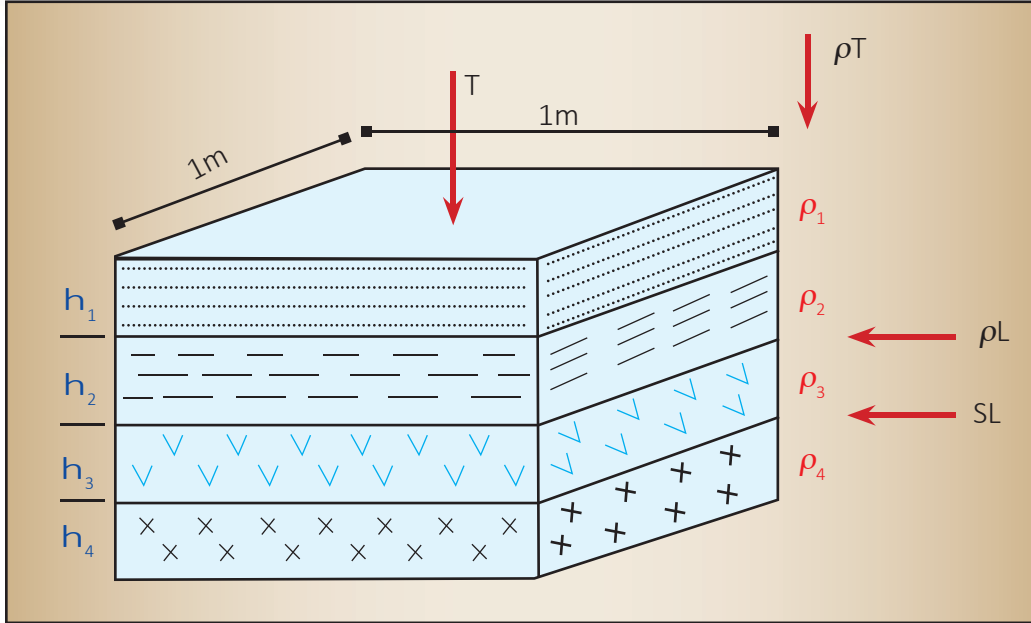
$$\text{Longitudinal conductance} \quad SL = h/\rho = h \cdot \sigma \quad (1) \text{ التوصيل الطولي}$$

$$\text{Transverse resistance} \quad T = h \cdot \rho \quad (2) \text{ المقاومة المستعرضة}$$

$$\text{Longitudinal resistivity} \quad \rho l = h/S \quad (3) \text{ المقاومة الطولية}$$

$$\text{Transverse resistivity} \quad \rho t = T/h \quad (4) \text{ المقاومة المستعرضة}$$





الشكل 3.1 : يوضح آلية التباين Anisotropy الأفقي والرأسي وعلاقتها بالمعاملات الكهربائية
(Keller and Frichknect, 1966)

إذا تدفق التيار عمودياً فقط عبر العمود الطبقي، فستعمل الطبقات الموجودة في العمود كمقاومية متصلة على التوالي، وستكون المقاومة الكلية لعمود تقاطع الوحدة - المنطقة المقطعية هي:

$$R = R_1 + R_2 + R_3 + \dots + R_n \quad \text{or}$$

$$R = \rho_1 (h_1 / 1 \times 1) + \rho_2 (h_2 / 1 \times 1) + \dots + \rho_n (h_n / 1 \times 1)$$

$$R = \sum \rho_i h_i = T_i$$

يُستخدم الرمز (T) بدلاً من الرمز (R) للإشارة إلى أن المقاومة يتم قياسها في اتجاه عرضي للتطبيق. إذا كان التيار يتدفق بالتوازي مع التطبيق، فستعمل الطبقات الموجودة في العمود كمقاومية متصلة بالتوازي .

ونستنتج من ذلك أن :

التباين في الخواص = Anisotropy (المقاومية المستعرضة / المقاومة الطولية)

$$\text{Anisotropy (A)} = (\text{Transverse resistivity } (\rho_t) / \text{Longitudinal resistivity } (\rho_l))$$

$$SL = (\sum h_i / \rho_i) \quad \text{مجموع دوال دار الزاروق}$$

$$T = (\sum h_i \cdot \rho_i) \quad \text{مجموع متغيرات دار الزاروق}$$

5.2.1 العوامل المؤثرة على الخصائص الكهربائية

يمكن إيجاز العوامل التي تتحكم أو تؤثر في مقاومة الصخور:

- كمية الماء الموجود في مسام الصخور، وهي تتناسب عكسياً مع المقاومة، أي كلما زاد تشبع الصخر بالمياه، قلت مقاومته لمرور التيار الكهربائي.
- ملوحة السائل داخل المسام، وهي تتناسب عكسياً مع المقاومة، أي كلما زادت ملوحة المياه البيئية، قلت مقاومة الصخر لمرور التيار الكهربائي.
- مسامية الصخر ونفاذيته والتي تزيد الممرات التي تساعد على حركة الإلكترونات، وبالتالي فهي تتناسب عكسياً مع المقاومة، أي كلما زادت المسامية والنفاذية، قلت مقاومة الصخر لمرور التيار الكهربائي.
- زيادة درجة حرارة الصخر تؤدي إلى انخفاض لزوجة الصخر، وبالتالي زيادة حرية حركة الإلكترونات وزيادة الموصلية.
- زيادة نسبة المعادن الطينية في الصخر تزيد من موصليته.
- زيادة نسبة الشقوق الموجودة في الصخر والتي تعمل كممرات لحركة السوائل.



العوامل المؤثرة في الموصلية الكهربائية في الصخور هي: المسامية، وتشبع المسام % (من الهواء أو الغاز)، وتشبع سائل الهيدروكربون %، والأملاح الصلبة الذائبة في المياه (TDS)، ومحتوى الطين، ومعادن الكبريتيدات، ودرجة حرارة السائل، ومقاومة الصخور المتأصلة.

الجدول 2.1 : مقارنة بين الخواص الكهربائية والهيدروليكية

الخواص الكهربائية	الخواص الهيدروليكية
Transverse resistance $T = \sum h_i \rho_i = H \rho_l$ المقاومة المستعرضة	Transmissivity $T_h = \sum h_i k_i = K_l H$ النفاذية
Longitudinal conductance $S = \sum h_i / \rho_i = H / \rho_l$ التوصيل الطولي	Leakance $L_h = \sum k_i / h_i = K_t / H$ التسريب
Average aquifer resistivities ρ_l, ρ_t معدل مقاومة الخزان المائي	Average hydraulic conductivities K_l, K_t معدل الموصلية الهيدروليكية

قانون آرشي Archie's Law: طور آرشي (1942) صيغةً تجريبيةً للرواسب الخالية من الطين، تربط المقاومة الكهربائية (ρ) لصخر مسامي، يحتوي على الماء والمادة السمنتية، بجزء من فراغ المسام المملوء بالماء.

$$\rho = \rho_0^{-m} s^{-n}$$

حيث (ρ_0) هي مقاومة الماء داخل الفراغات، و (s) هي جزء من فراغات المسام المملوء بالماء. عادةً ما يكون الأس (n) حوالي 2.0. إذا كان ثلث فراغات المسام مملوءةً بالماء، ويتراوح معامل التسمت (m) عادةً ما بين 1 - 3 للرواسب غير المجمعة إلى ما يقترب من 2.0 بالنسبة

للرواسب المثبتة جيداً. في الصخور الحاملة للنفط، تعتبر فراغات المسام المتبقية مملوءة بالزيت أو الغاز، وعادة ما يتم التعبير عن القانون على أنه:

$$S_w = (\rho_w / \rho_t)^{0.5} \varphi$$

حيث التشبع المائي S_w هو جزء من فراغات المسام المملوءة بالماء، ومقاومية الماء ρ_w في صخرة ذات مقاومية حقيقية لـ ρ_t ومسامية φ .

ويمكن كتابة قانون آرشي بصيغة يشق منها معامل المتكون الرسوبي Formation factor

$$F = \frac{\rho_0}{\rho_w} = a \varphi^{-m}$$

ρ_0 = مقاومية الصخر المشبع بالماء

ρ_w = مقاومية الماء داخل الثقوب

a = ثابت ($0.6 < a < 1$)

m = معامل التسمت ($1.3 < m < 2.2$) ثابت،

1.3 = الصخور الفتاتية

2.2 = الصخور الجيرية المتبلورة

φ = المسامية الجزئية

أما تأثير التشبع الجزئي :

$$\rho_t = S_w^{-n} a \rho_w \varphi^{-m}$$

S_w = التشبع المائي الحجمي.

n معامل التشبع ($1.5 < n < 2.5$).

يتجاهل قانون آرشي تأثير هندسة المسام، ولكنه يمثل تقريباً معقولاً في العديد من الصخور الرسوبية. قانون آرشي لا يصلح للصخور التي تحتوي على نسبة كبيرة من الطين.



3.1 العلاقة بين تدفق التيار والجهد في أرض منتظمة ومتجانسة

1.3.1 تدفق تيار ثابت في وسط مستمر

في حالة وجود موصل ذي مساحة مقطع (A) وكان هناك جهد مطبق عبر نهايتيه (الشكل 4.1)، في هذه الحالة وحسب قانون أوم، فإن التيار (I) يعطى بالمعادلة التالية:

$$I = \frac{V}{R}$$

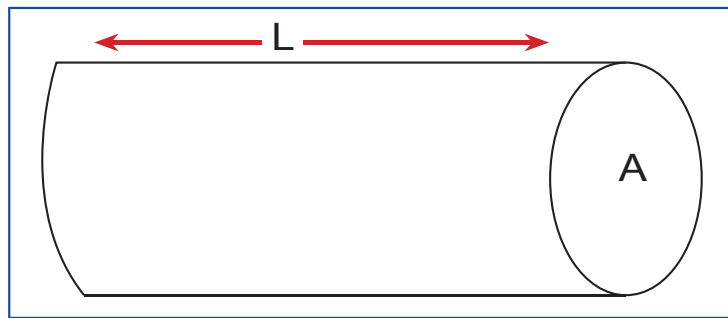
حيث (R) هي مقاومة Resistance الموصل وتقاس بالأوم (Ω). تتناسب المقاومة (R) في أي مادة طردياً مع طول الموصل (L) والذي يقاس بالمتر، وعكسياً مع مساحة المقطع (A) لنحصل على المعادلة التالية:

$$\rho = \frac{RA}{L}$$

حيث (ρ) هي المقاومة النوعية (المقاومة النوعية) والتي تقاس بالأوم . متر ($\Omega.m$)، والتي تتناسب عكسياً مع الموصلية. من خلال المعادلتين السابقتين نجد أن :

$$I = \frac{VA}{\rho L}$$

يمكن إيجاد كثافة التيار (J) والذي يقاس بالوحدة Amp.m^{-2} ، والذي يمثل كمية التيار لكل وحدة مساحة مقطع، كالتالي:



الشكل 4.1: دراسة التيار والجهد خلال موصل

$$J = \frac{I}{A} = \frac{V}{\rho L}$$

ويمكن وضع (J) في الصورة التالية:

$$J = \frac{\sigma V}{L}$$

وحيث أن المجال الكهربائي (E) والذي يقاس بالوحدة (volt/m) يعطى بالقيمة (V/L)، في هذه الحالة يكون:

$$J = \sigma E \quad \text{or} \quad J = \frac{E}{\rho}$$

وهو ما يعرف بقانون أوم للتوصيل الكهربائي.

من المتعارف عليه أن المجال الكهربائي يحدد على أنه جهد قياسي، وبالتالي نسبة (V/L) تصبح ذات قيمة محددة، وتُسمى بميل الجهد dV/dL وبالتالي:

$$J = -\frac{1}{\rho} \frac{dV}{dL}$$

حيث أن الإشارة السالبة تعني أن الجهد يزداد في الاتجاه المعاكس لتدفق التيار.

2.3.1 الجهد الناتج من نقطة مصدر للتيار عند عمق ما في أرض متجانسة

عند وضع قطب وحيد ذي أبعاد صغيرة، مدفوناً على عمق ما، وبتكملة دائرة التيار من خلال قطب آخر موضوع على السطح، ولكن بعيداً عن القطب الأول، أي يمكن إهمال تأثيره، وبالتالي يتدفق التيار بشكل إشعاعي في كل الإتجاهات من نقطة المصدر والتي تسمى (C_1) . إذا افترضنا أن الشكل الإشعاعي يتكون من دائرة ذات نصف قطر (r) وتحيط المصدر (C_1) ، يصبح الجهد دالة في (r)، التيار الكلي المتدفق خلال وحدة مساحة مقطع لسطح الدائرة يكون



$$J = -\frac{1}{\rho} \frac{dV}{dr}$$

وحيث أن كثافة التيار تكون متساوية على كل السطح الإشعاعي الدائري للمساحة $4\pi r^2$ ،
حينئذ، يُعطى التيار الكلي العابر لهذا السطح كالآتي:

$$I = -4\pi r^2 \frac{1}{\rho} \frac{dV}{dr} = 4\pi r^2 J$$

وبناءً عليه:

$$V = \frac{I\rho}{4\pi} \left(\frac{1}{r} \right) \quad \text{or} \quad \rho = \frac{4\pi r V}{I}$$

كل سطح من الأسطح الدائرية يحتوي على جهد متساوٍ Equipotentialia، ويكون معامداً
على خطوط التيار المتدفق، وهذا التيار يتدفق عند السطح في الاتجاه الأفقي.

3.3.1 التيار من مصدر نقطة في أرض متجانسة

عند أخذ قشرة أو شريحة من الإشعاعات الدائرية، وكان نصف قطر القشرة (r)، وسمكها
(dr) (الشكل 5.1) والتي يجب أن يمر التيار من خلالها. تكون مقاومة القشرة كالآتي:

$$R_h = \frac{\rho dr}{2\pi r^2}$$

من خلال قانون أوم وقانون أمبير، يكون التيار المار عبر القشرة في الصورة:

$$I = \frac{V - (V + dV)}{R_h} = \frac{-2\pi r^2}{\rho} \frac{dV}{dr}$$

ولذلك عندما يكون التيار المار (I) خلال الإلكترود داخل الأرض، يصبح فرق الجهد (dV)

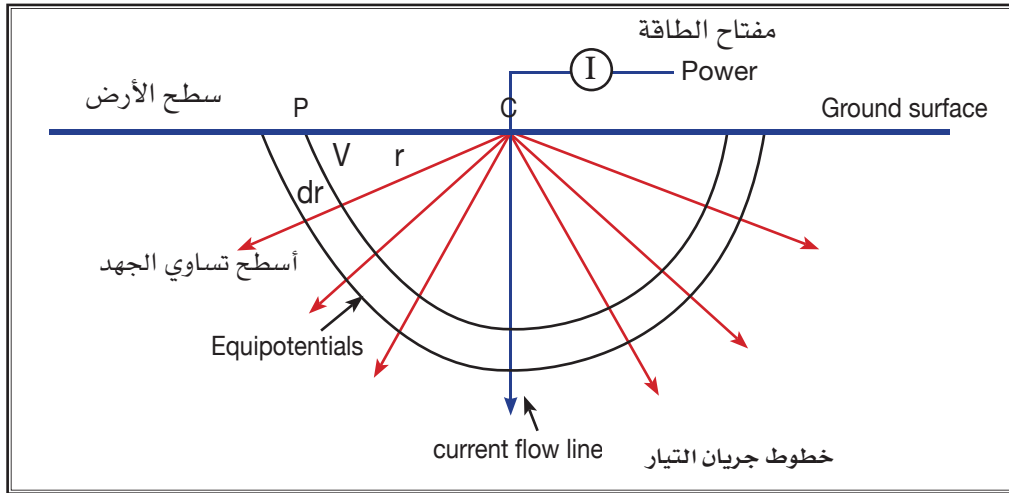
$$dV = - \frac{1\rho dr}{2\pi r^2} \quad \text{عبر القشرة كالتالي:}$$

تعني الإشارة السالبة أن التيار يمر من جهد أعلى إلى جهد أقل، أي في اتجاه عكس زيادة الجهد. لإيجاد الجهد عند نقطة (P) لمسافة (r) من نقطة مصدر التيار أو الإلكترود (C)، في هذه الحالة، نحتاج لحساب الشغل المبذول ضد المجال الكهربائي لإحضار شحنة موجبة من اللانهاية إلى هذه النقطة عند مسافة (r) من (C). أي أنه بأخذ التكامل نحصل على الآتي:

$$V_p = \int_{\infty}^r dV = - \frac{\rho I}{2\pi} \int_{\infty}^r \frac{dr}{r^2} = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r}$$

$$\rho = \frac{2\pi r V}{I}$$

وبناءً عليه :



الشكل 5.1: التيار من مصدر نقطة في أرض متجانسة



4.3.1 التيار من خلال نقطتين على سطح الأرض

يمر التيار في الحقيقة عبر قطبين من الإلكترودات (C_2 & C_1) متصلين بطرفي بطارية وليس قطباً واحداً. يتم إرسال التيار من خلال إلكترود موجب (C_1) والتيار العائد يتم تجميعه باستخدام إلكترود سالب (C_2). يحدث تشويه أو تحريف لكلاً من خطوط التدفق الكهربائي وتساوي الجهد نتيجة وجود الإلكترود الثاني (C_2) عند مسافة محددة من إلكترود (C_1). أسطح تساوي الجهد يمكن الحصول عليها عن طريق العلاقات الآتية (الشكل 6.1) :

$$\frac{1}{r} - \frac{1}{r'} = \text{ثابت} ; r^2 + r'^2 - 2rr' \cos \phi = 4L^2$$

الجهد عند النقطة (P) نتيجة تيار الإلكترود (C_1) يكون:

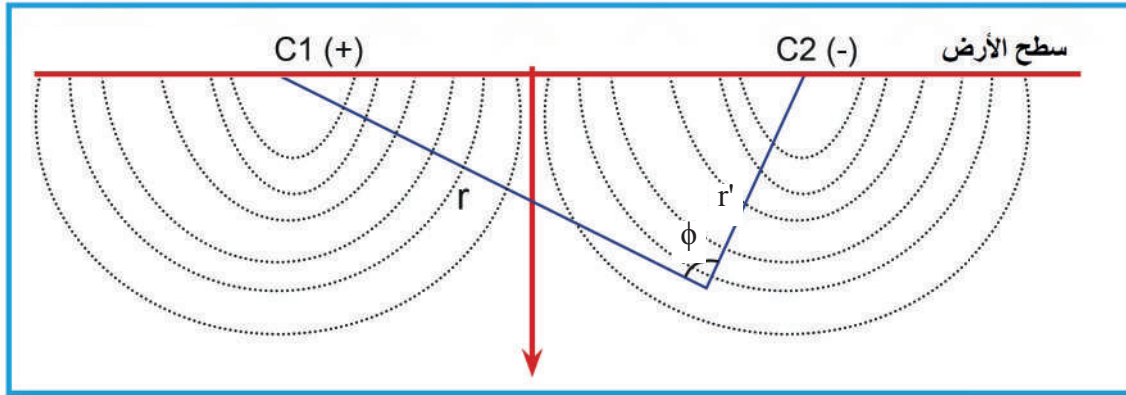
$$V_1 = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r}$$

أيضاً، الجهد عند النقطة (P) نتيجة تيار الإلكترود (C_2) يكون:

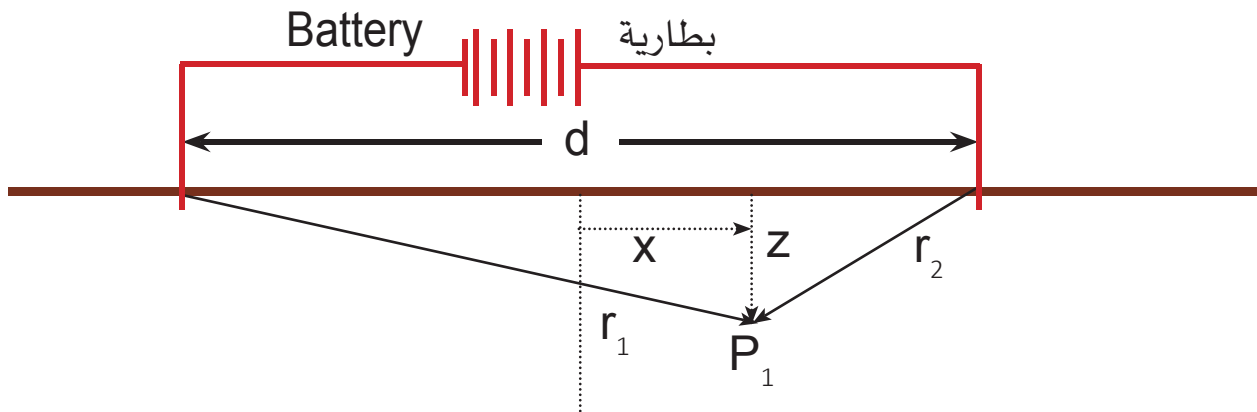
$$V_2 = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r'}$$

وبالتالي، فإن الجهد الكلي عند النقطة (P) على سطح الأرض يصبح :

$$V = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{r'} \right)$$



الشكل 6.1 : التيار من نقطتين على سطح الأرض



$$V_{p1} = \frac{i\rho}{2\pi r_1} - \frac{i\rho}{2\pi r_2} = \frac{i\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)$$

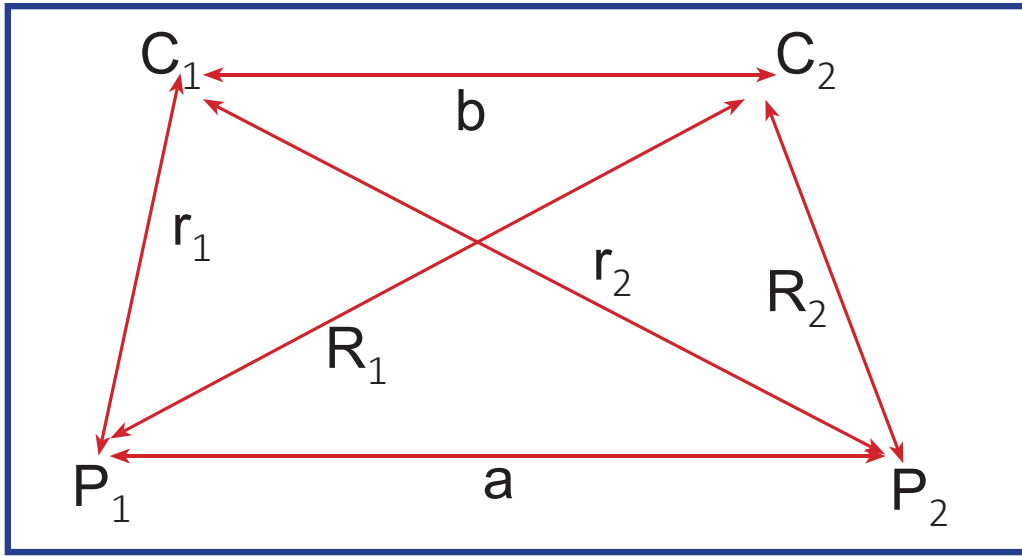
ومن خلال هذه المعادلة، نستنتج أن فرق الجهد الناتج عند عمق معين هو على النحو التالي:

$$V_{p1} = \frac{i\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{\sqrt{(d/2 + x)^2 + z^2}} - \frac{1}{\sqrt{(d/2 - x)^2 + z^2}} \right]$$



5.3.1 حالة وجود أربعة أقطاب على السطح

إذا كان الجهد عند النقطتين (P_2 & P_1) على السطح، والمتأثرة بالتيار الناتج من نقطتين (C_2 & C_1)، (الشكل 7.1)، ذات شدتي تيار ($+$ ، $-$)، في هذه الحالة، فإن الجهد عند (P_1) نتيجة الإلكترود (C_1) يكون:



الشكل 7.1 : حالة وجود أربعة أقطاب

$$V_1 = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r_1}$$

والجهد الناتج خلال الإلكترود (C_2) يكون:

$$V_2 = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{R_1}$$

وبالتالي، فإن الجهد الكلي عند (P_1) نتيجة تيارتي الإلكترودات (C_2 & C_1) يكون:

$$V_{p1} = V_1 + V_2 = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{R_1} \right)$$

بالمثل، فإن الجهد الكلي عند (P_2) نتيجة تيارى الإلكترودات (C_2 & C_1) يكون:

$$V_{p2} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_2} - \frac{1}{R_2} \right)$$

وبالتالي، فإن فرق الجهد بين النقطتين (P_2 & P_1) على السطح يكون على الصورة التالية:

$$V_{p1} - V_{p2} = \Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{R_1} \right) - \left(\frac{1}{r_2} - \frac{1}{R_2} \right) \right]$$

أي أن:

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right)$$

ويسمى المقدار

$$\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right)$$

بالمعامل الهندسي، والذي يعتمد على المسافة بين الأقطاب كما في (الشكل 8.1).

وبطريقة أخرى يمكن حساب فرق الجهد بين (P_2 و P_1):

$$V_{p1} = (V_{C1} + V_{C2})_{p1} \quad V_{p2} = (V_{C1} + V_{C2})_{p2}$$

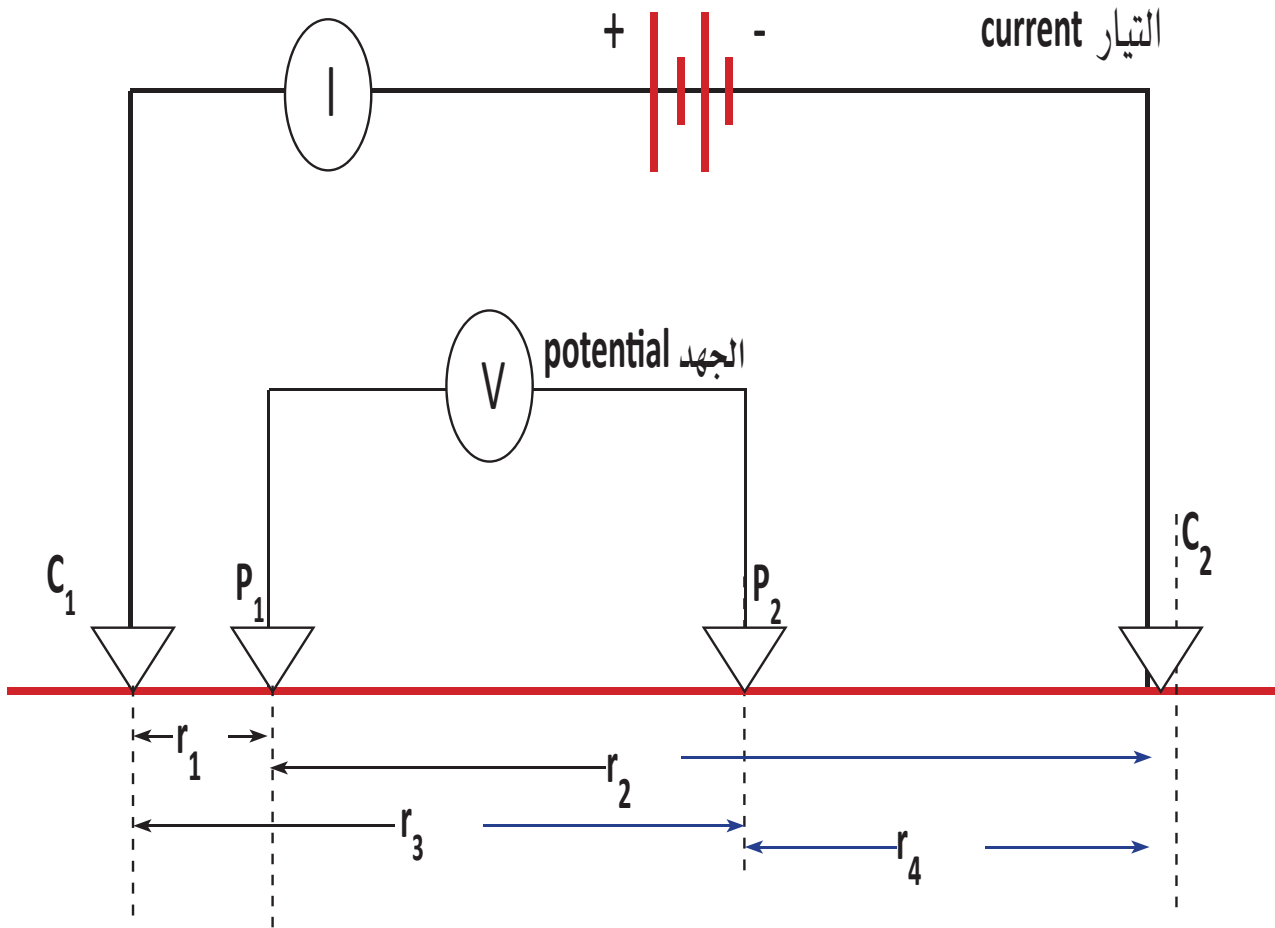
$$V_{P_1-P_2} = \left(\frac{i\rho}{2\pi r_1} - \frac{i\rho}{2\pi r_2} \right) - \left(\frac{i\rho}{2\pi r_3} - \frac{i\rho}{2\pi r_4} \right) = \frac{i\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right)$$

$$\rho = \frac{2\pi V_{p1-p2}}{i} \frac{1}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}}$$



ويمكن حساب قيمة المقاومة الظاهرية بالمعادلة التالية

$$\rho_a = \frac{2\pi\Delta V_{p1-p2}}{i} \left(\frac{1}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}} \right)$$



الشكل 8.1 : استنتاج المعامل الهندسي الذي يعتمد على المسافة بين الأقطاب.

4.1 ترتيب الأقطاب Electrode Arrangement

1.4.1 ترتيب فينر Wenner

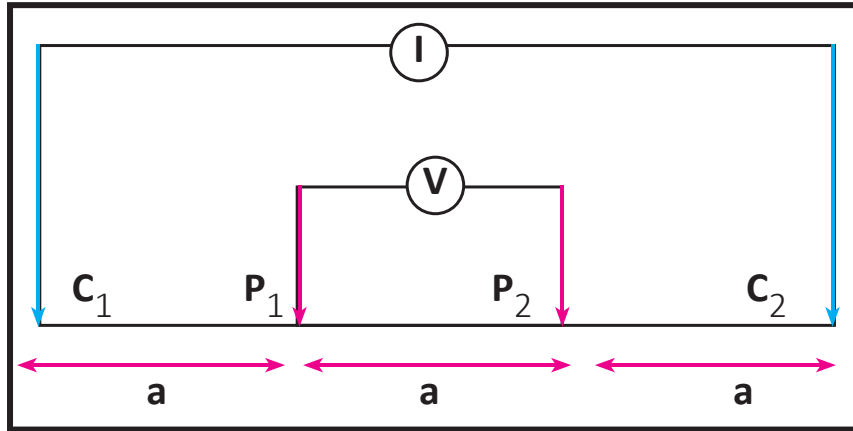
في هذا الترتيب تكون الإلكتروودات الأربعة على خط مستقيم واحد وعلى مسافات متساوية، ويكون إلكترودا الجهد واقعين بين إلكترودي التيار في هذه الحالة نجد أن $r_2 = R_1$ & $r_1 = R_2$ المسافة $P_1 - P_2 = a$ وأيضاً $C_1 - C_2 = 3a$ (الشكل 9.1). بالتعويض عن هذه القيم في المعادلة السابقة نحصل على الآتي:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{a} + \frac{1}{2a} \right) - \left(\frac{1}{2a} - \frac{1}{a} \right) \right] = \frac{I\rho}{2\pi} \frac{2}{2a} = \frac{I\rho}{2\pi a}$$

وحيث أن المقاومة تعتمد على المسافة بين الإلكتروودات، فإنه يتم تسميتها بالمقاومية الظاهرية ρ_a ، ومن خلال المعادلة السابقة فإنها تساوي:

$$\rho_a = 2\pi a \left(\frac{\Delta V}{I} \right)$$

حيث $\left(\frac{\Delta V}{I} \right)$ هي القيمة المقاسة في الحقل.



الشكل 9.1: توزيع فينر Wenner للأقطاب

ويستخدم هذا الترتيب على نطاق واسع في أوروبا وأمريكا، نظراً لضحالة الأعماق التي يصلها، بالإضافة إلى أن مستوى الماء في هذه المناطق قريب جداً من سطح الأرض.



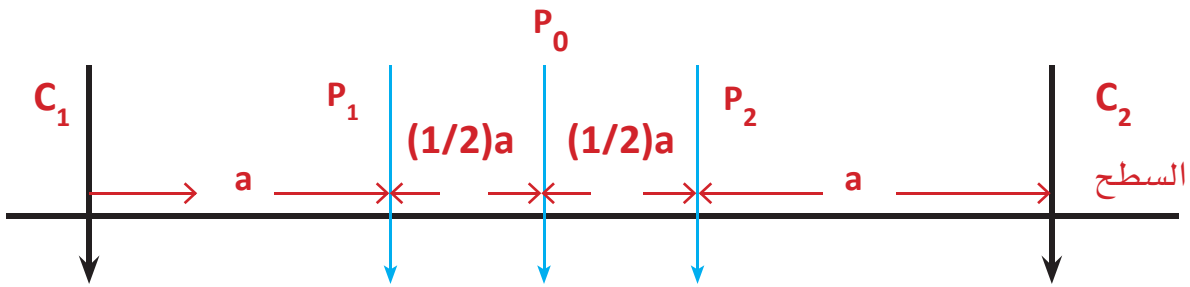
2.4.1 ترتيب لي Lee Partioning Array

يشبه ترتيب لي Lee ترتيب فينر Wenner باستثناء إضافة قطب للجهد الكهربائي Potential electrode يوضع بين أقطاب الجهد الكهربائي (P_1 و P_2) ويسمى P_0 (الشكل 10.1).

يتم إجراء قياس فرق الجهد ما بين ($P_0 - P_1$ و $P_0 - P_2$) وتساوي $0.5a$

$$Pa = 4 \pi a V / I$$

تم استخدام هذا الترتيب على نطاق واسع في الماضي.



الشكل 10.1: توزيع لي للأقطاب (Okpoli, 2013)

3.4.1 ترتيب شلمبرجير Schlumberger array

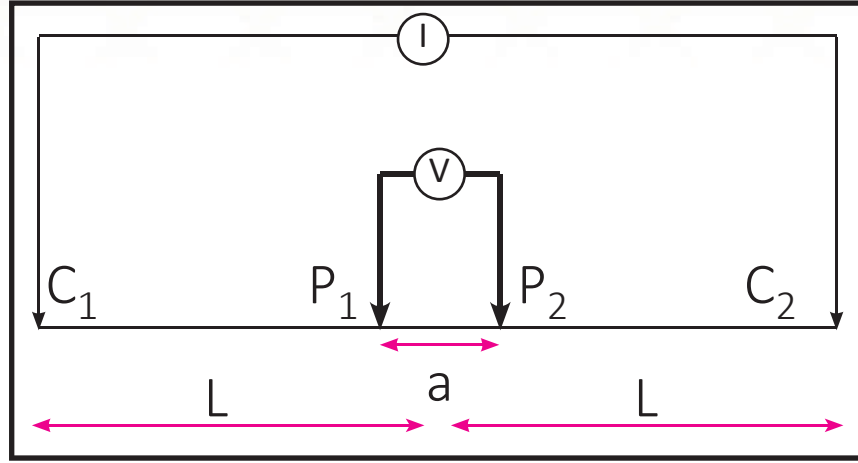
يعتبر هذا الترتيب الأكثر شيوعاً واستخداماً. في هذا التوزيع تكون المسافة بين الأقطاب الكهربائية

$$C_1 C_2 \geq 5 P_1 P_2$$

كما هو واضح في (الشكل 11.1). هذا الترتيب أقل حساسية للتغيرات الجانبية وأسرع في

الاستخدام، حيث يتم تحريك أقطاب التيار الكهربائي فقط، وله القدرة على التغلغل إلى

أعمق أكبر من ترتيب فينر Wenner.



الشكل 11.1: توزيع شلمبرجير للأقطاب

في هذه الحالة يكون :

$$r_1 = L - \frac{a}{2}; \quad r_2 = L + \frac{a}{2}; \quad r_3 = L + \frac{a}{2}; \quad r_4 = L - \frac{a}{2}$$

وبالتالي :

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{L - \frac{a}{2}} - \frac{1}{L + \frac{a}{2}} - \frac{1}{L + \frac{a}{2}} + \frac{1}{L - \frac{a}{2}} \right] = \frac{\rho I}{\pi} \frac{1}{\left(\frac{L^2}{a} - \frac{a}{4} \right)}$$

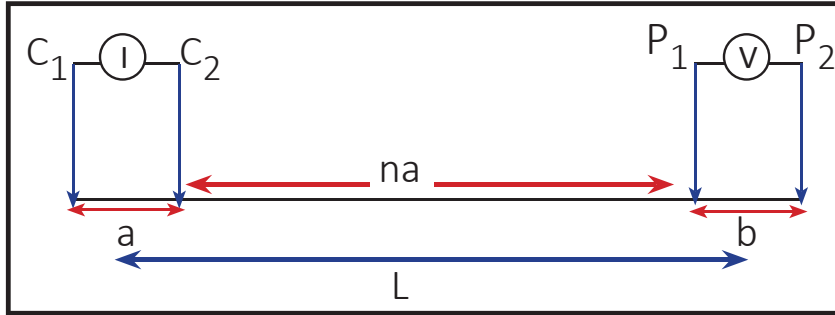
الحصول على المقاومة الظاهرية يكون على النحو التالي:

$$\rho_a = \pi \left(\frac{L^2}{2} - \frac{a}{4} \right) \frac{\Delta V}{I}$$



4.4.1 ترتيب ثنائي القطب - ثنائي القطب Dipole-Dipole Array

يستخدم هذا الترتيب في روسيا بشكل واسع، وتم الوصول إلى عمق 1 كم تقريباً. في هذا النظام يتم وضع زوج من أقطاب الجهد في أي موقع وفي أي اتجاه بالنسبة لأقطاب التيار. هناك أنواع مختلفة من أنظمة ثنائي القطب - ثنائي القطب، لكن أكثر هذه الأنظمة استخداماً هو نظام ثنائي الأقطاب المحوري. كما هو واضح بـ (الشكل 12.1)، لنفترض أن المسافة بين أقطاب التيار $(C_1 - C_2)$ هي (a) وتساوي المسافة (b) والممثلة للمسافة بين أقطاب الجهد $(P_1 - P_2)$ ، وأن أقطاب الجهد تقع بعيداً عن أقطاب التيار، والمسافة بين الأقطاب الداخلية هي (na) ، حيث (n) رقم عددي قد يساوي 1، 2، 3،... إلخ، حسب المسافة بين الأقطاب الداخلية. من الناحية العملية نجد أن $(C_2 \& C_1)$ تبقى في حالة ثبات، في حين $(P_2 \& P_1)$ يكونان في حالة حركة على الخط نفسه مع الاحتفاظ بالمسافة (b) ثابتة.



الشكل 12.1: توزيع ثنائي - ثنائي الأقطاب

عندما تكون $a = b$. بالتعويض في المعادلة السابقة بقيم a, b, L ، من (الشكل 12.1) نجد أن

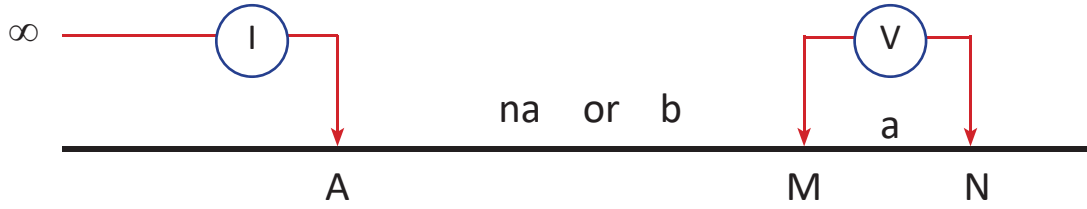
$$\Delta V = \frac{\rho I}{\pi} \frac{1}{\left(\frac{L^3}{b^2} - L\right)}$$

بالتعويض عن قيمة (L) نحصل في النهاية على قيمة المقاومة الظاهرية كالتالي:

$$\rho_a = \pi n (n + 1) (n + 2) a \frac{\Delta V}{I}$$

5.4.1 ترتيب أحادي القطب - ثنائي القطب Pole-Dipole Array

يُفترض أن يكون القطب الكهربائي الثاني على مسافة كبيرة من موقع القياس (قطب لانهائي) (الشكل 13.1).

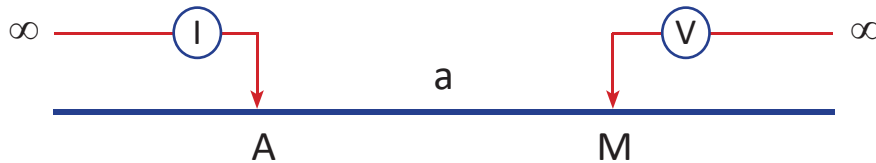


$$\rho_A = 2\pi \frac{b(a+b)}{a} \frac{V}{I}$$

الشكل 13.1: توزيع أحادي-ثنائي الأقطاب

6.4.1 ترتيب أحادي القطب - أحادي القطب Pole - Pole

إذا كان أحد أقطاب الجهد الكهربائي والتيار على مسافة ما لانهاية (الشكل 14.1) أيضاً على مسافة كبيرة (N) فإن :



$$\rho_a = \frac{V}{I} 2\pi a$$

الشكل 14.1: ترتيب أحادي القطب - أحادي القطب



يشتمل ترتيب ثنائي القطب - ثنائي القطب على أربعة أشكال :

(1) السمتي Azimuthal

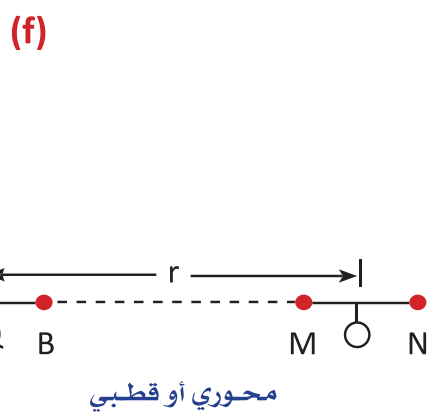
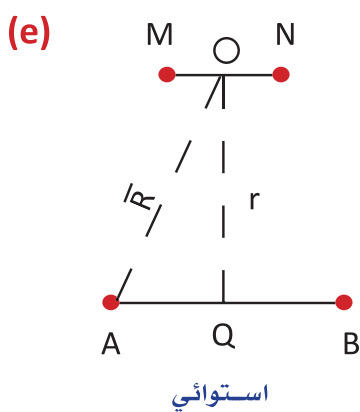
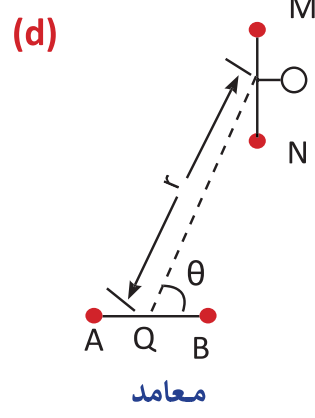
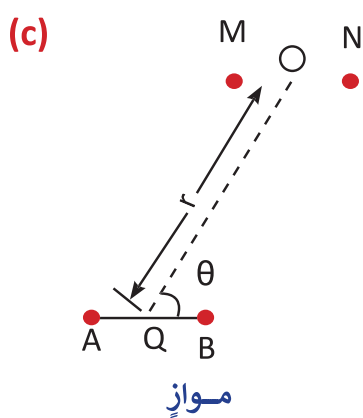
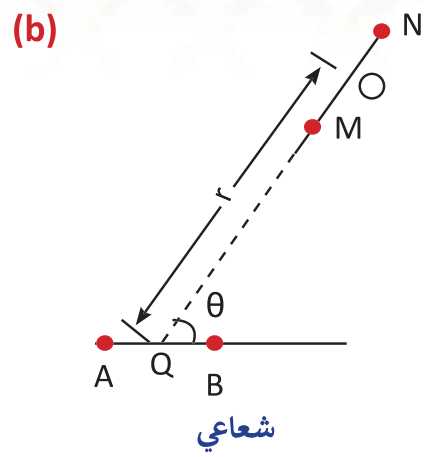
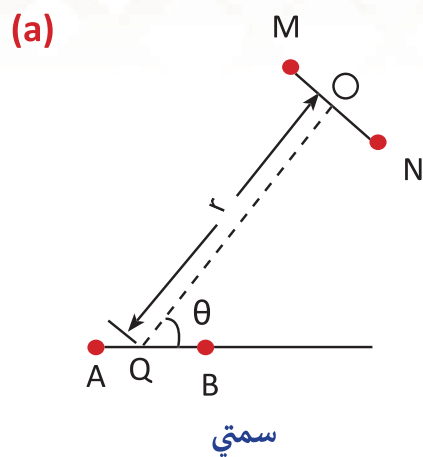
(2) الشعاعي Radial

(3) الموازي Parallel

(4) المعامد Perpendicular

إذا تشكلت زاوية السممت (Θ) بالخط الشعاعي (r) والتيار الثنائي $AB = \pi / 2$ ، في هذه الحالة يتغير الترتيبان السمتي والموازي إلى ترتيب استوائي. وإذا أصبحت زاوية السممت صفرًا ، $\Theta = 0$ ، فإن الترتيبين الموازي والشعاعي يتحولان إلى ترتيب قطبي أو محوري (الشكل 15.1).

إذا كان (MN) صغيرًا بالنسبة لـ (R) في الترتيب الاستوائي Equatorial ، فإن النظام يسمى «Bipole-Dipole». إذا كان كل من (AB) و (MN) صغيرين بالنسبة إلى (R) ، يكون النظام Dipole - Dipole.



الشكل 15.1 يوضح ستة أشكال ناتجة عن ترتيب ثنائي القطب - ثنائي القطب (Loke, 2000)



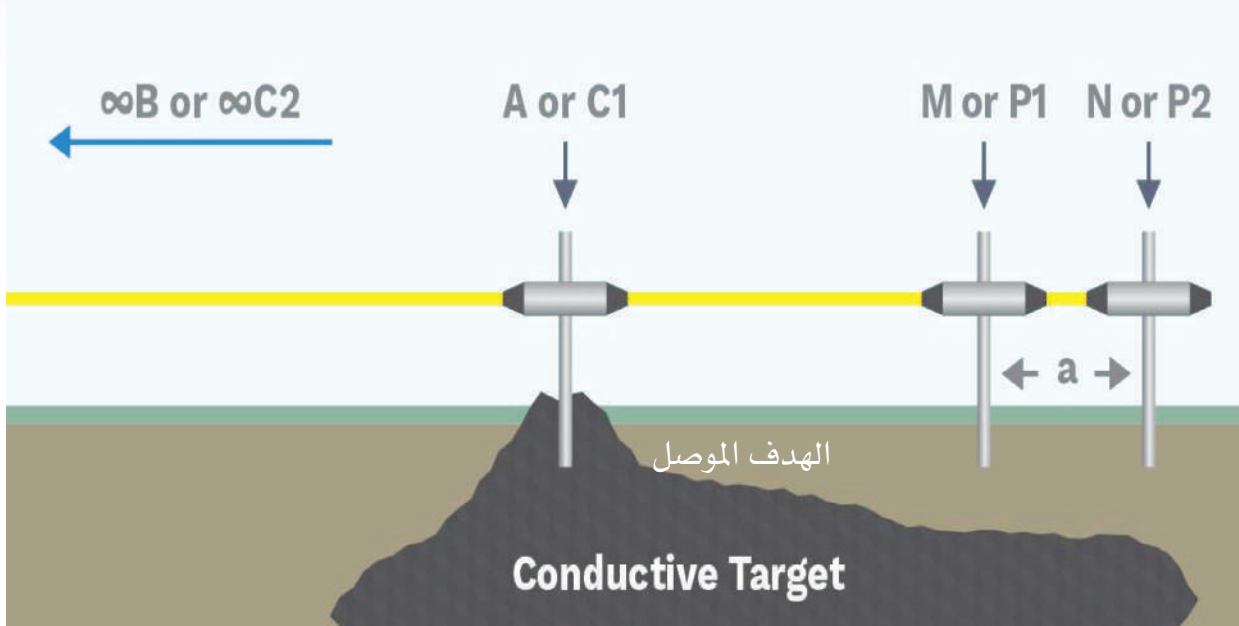
7.4.1 طريقة (Mise-A-La-Masse)

طريقة Mise-A-La-Masse تشبه الجس الكهربائي المعامد والمقطع الكهربائي الأفقي أو الطريقة السميتية Azimuthal، وهي طريقة أكثر من كونها مصفوفة أو ترتيب قطب كهربائي. هذه الطريقة تُسمى أيضاً «طريقة جهد الجسم المشحون» أو «طريقة الإثارة عند الكتلة». كانت هذه الطريقة شائعة جداً في عشرينات وثلاثينات القرن العشرين للبحث عن الجسم الخام. في الواقع لا يزال يُستخدم حتى يومنا هذا للسبب نفسه، من بين أسباب أخرى. تُستخدم طريقة Mise-Á-La-Masse عادةً لرسم خرائط رواسب الخام ذات التوصيل الكهربائي العالي مثل أجسام الكبريتيدات، كما تستخدم تقنية Mise-Á-La-Masse لاستكشاف الطاقة الحرارية الأرضية للمساعدة في تحديد سوائل الأرض التي تتدفق إلى البئر، وهي مفيدة أيضاً في رسم خرائط الصدوع والكسور في نظم الطاقة الحرارية الأرضية، مما يساعد في النهاية في تحديد حدود الخزان الجوفي.

لكي تستخدم هذه الطريقة من الضروري:

- أن تكون مقاومة الأجسام الموصلة منخفضة جداً.
 - أن يكون الموصل مستمراً.
 - أن تكون المنطقة الموصلة موجودة بالفعل ومكشوفة، إما على شكل نتوء أو في حفرة .
- الأجسام الموصلة التي يمكن تعيينها باستخدام هذه التقنية هي بشكل عام منطقة معدنية من كبريتيد النحاس والنيكل والرصاص.

لتنفيذ هذه الطريقة، يتم توصيل قطب كهربائي (A) بجزء مكشوف من الهدف الموصل، مثل الخام أو الماء أو الأعمدة. ولأن الهدف الموصل يعمل كقطب كهربائي عالٍ ومناسب، يتم وضع القطب الكهربائي (B) عند اللانهاية، ويتم وضع قطب الجهد (N) عند اللانهاية المقابلة لـ (B) ثم يتم استخدام القطب (M) للكشف عن حواف الهدف تحت الأرض (الشكل 16.1).



الشكل 16.1 : يوضح تقنية Mise-À-La-Masse (AGI, 2019)

التطبيقات:

طريقة Mise-a-la-Masse مفيدة إذا تم اكتشاف الجسم الخام أثناء الحفر. وبينما قد يُعلم بوجود جسم خام في المنطقة المجاورة، فمن المحتمل أن لا يُعرف اتجاهه أو كيف يمتد تحت الأرض. غير أن استخدام طريقة Mise-a-la-Masse يمكن أن تساعد في أن يكون التنقيب والحفر أكثر دقة. بالنسبة لاستكشاف المعادن الخام، يجب اتباع الخطوات الموضحة أعلاه، على الرغم من أن القطب الكهربائي (A) يتم توصيله بسلك ويتم إنزاله في حفرة البئر لربطه بجزء مكشوف من الجسم الخام.



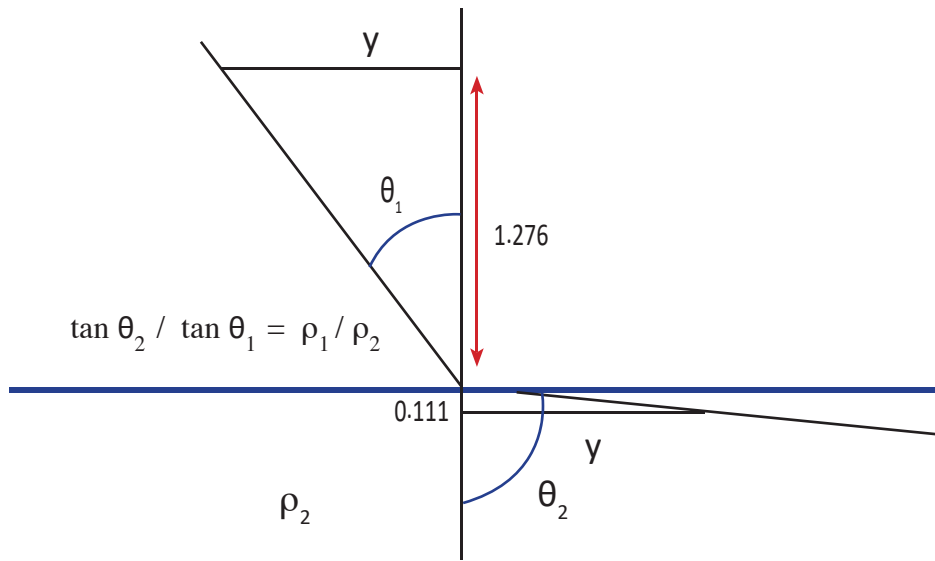
5.1 المعاملات الكهربائية

1.5.1 كثافة التيار وخطوط التدفق

إذا فكرنا في اتجاه خطوط الانسياب عبر الحد الفاصل بين طبقتين مختلفتي المقاومة (الشكل 17.1)، نجد أن العلاقة تصبح:

$$\frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2} = \frac{\rho_2}{\rho_1}$$

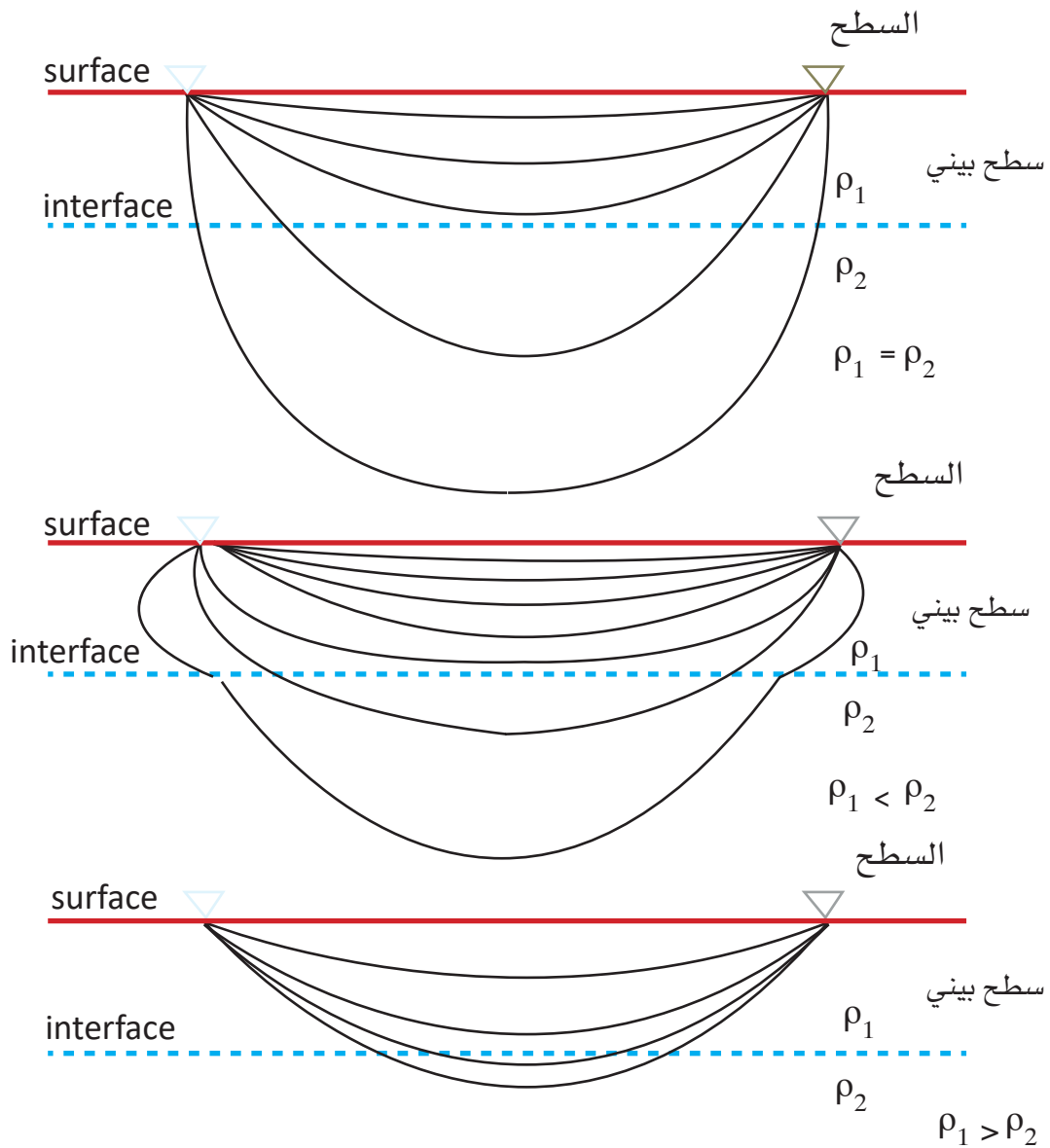
$$\rho_1 / \rho_2 = 1.276 / 0.111$$



الشكل 17.1 : يوضح اتجاه خطوط الانسياب بين وسطين مختلفي المقاومة

لاحظ أن هذا يعادل $z_1 / z_2 = r_1 / r_2$ ، حيث (z) هي المسافة على طول المحور الرأسي. لذلك، إذا جعلنا (z_i) متناسباً مع (r_i) فإن (z_2) يتناسب مع (r_2) ، مع ثبات (y) ، فسنحصل على اتجاه التدفق الحالي بسهولة. خطوط تدفق التيار تقترب من بعضها البعض عندما

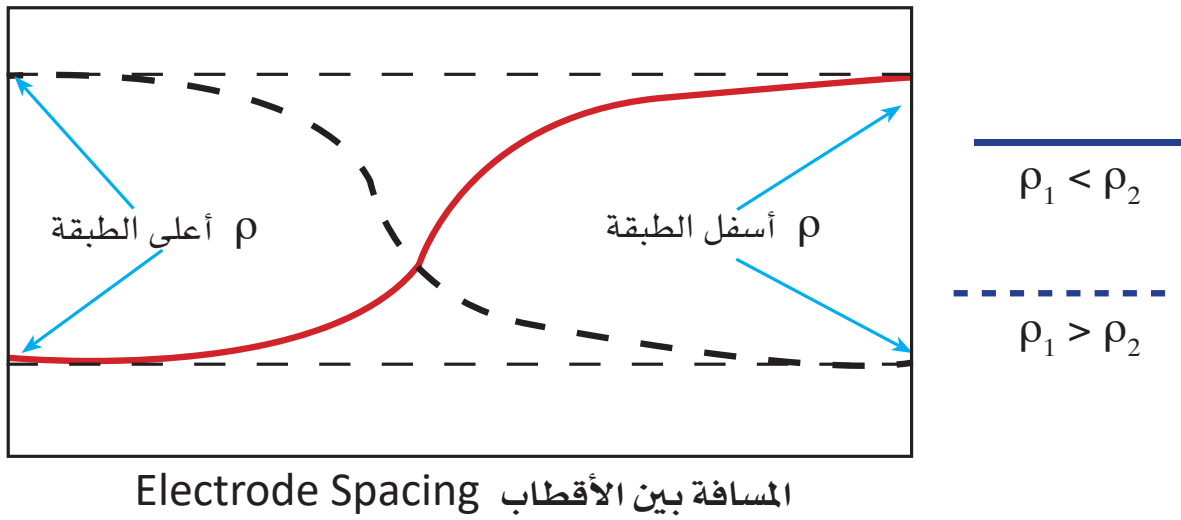
يتحرك التيار إلى منطقة ذات مقاومة أقل، مما يعني أن كثافة التيار تزداد كلما عبرنا إلى مادة المقاومة الأقل. إذا زادت المقاومة مع العمق تنخفض كثافة التيار. وإذا كانت المقاومة في منطقة ما عالية جداً (أي عازلة)، فإن القليل من خطوط التدفق ستعبر الحدود الفاصلة. (الشكل 18.1)



الشكل 18.1: يوضح تغير أشكال خطوط الانسياب مع تغير قيم المقاومة والعمق



ماذا يحدث إذا حُركت الطبقة لأعلى ولأسفل (الشكل 19.1)؟. إذا كان الحد الفاصل بين الوسطين عميقاً جداً ومرتبباً بالمسافة بين الأقطاب، فلا ينبغي أن يكون للطبقة السفلى أي تأثير، ويجب ألا تعكس القراءات وجودها، أما إذا كانت الأقطاب الكهربائية متباعدة بدرجة كافية، فإن الطبقة العليا سيكون لها تأثير أقل بكثير من الطبقة السفلى.

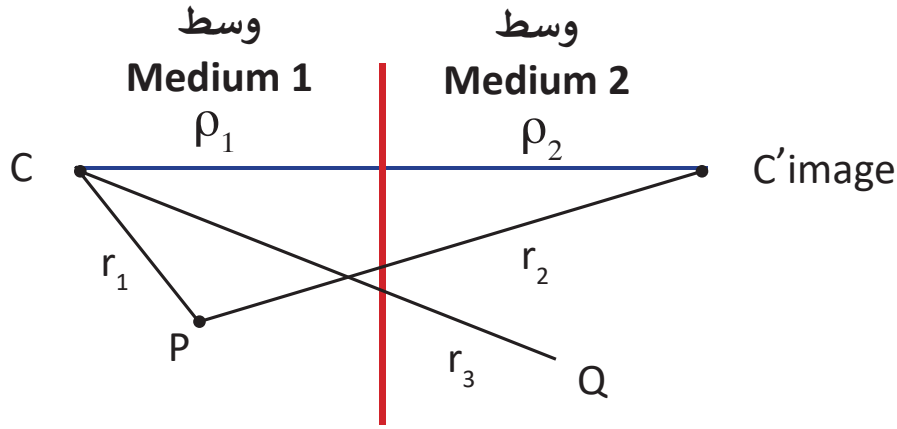


الشكل 19.1 : ماذا يحدث إذا حُركت الطبقة لأعلى ولأسفل

هذا التغيير في المقاومة الظاهرية مع تباعد الأقطاب، يجب أن يوفر المعلومات التي يُحتاج إليها لتفسير البيانات، وتحديد العمق إلى الحد الفاصل، ومقاومية الطبقة.

2.5.1 معامل الانعكاس

ضع في اعتبارك مصدر نقطة التيار، وابحث عن التعبير عن الجهد الكهربائي في الوسط 1 والوسط 2، استخدم الجهد من مصدر النقطة، ولكن اعتبر 4π قشرةً أو هيكلًا كرويًا (الشكل 20.1).



الشكل 20.1: الانعكاس الكهربائي

الجهد عند النقطة (P) في الوسط 1:

$$V_P = \frac{I\rho_1}{4\pi} \left[\frac{1}{r_1} + \frac{k}{r_2} \right]$$

الجهد عند النقطة (Q) في الوسط 2:

$$V_Q = \frac{I\rho_2}{4\pi} \left[\frac{1-k}{r_3} \right]$$

عند نقطة في منتصف الشكل بين المصدر وصورته:

$$r_1 = r_2 = r_3 = r$$



ضع في الاعتبار أن:

$$V_p = V_q,$$

$$\frac{\rho_1}{\rho_2} = \left[\frac{1 - k}{1 + k} \right] \quad k = \left[\frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \right]$$

k هو معامل الانعكاس الكهربائي وتتراوح قيمته ما بين \pm

إذا كانت الطبقة الثانية عازلة تماماً ($\rho_2 = \infty$) عندئذ $K = + 1$

إذا كانت الطبقة الثانية موصلة تماماً ($\rho_2 = 0$) عندئذ $K = - 1$

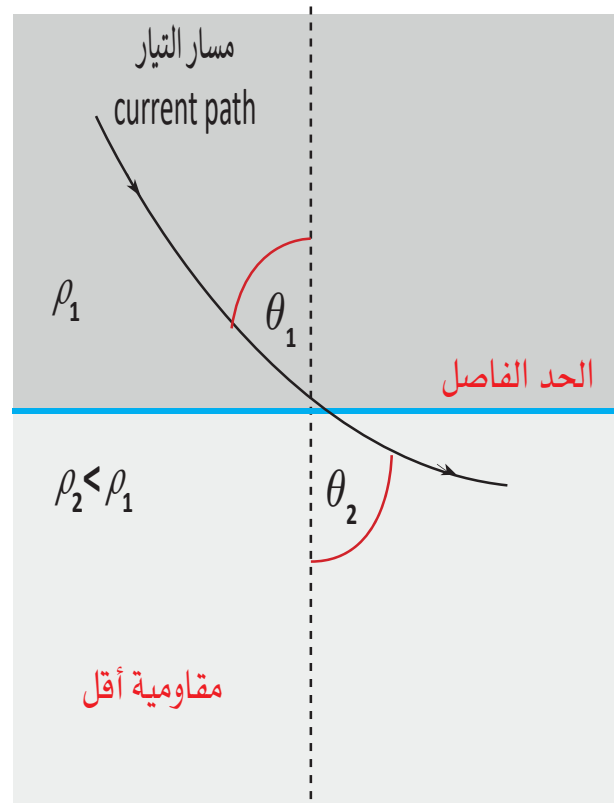
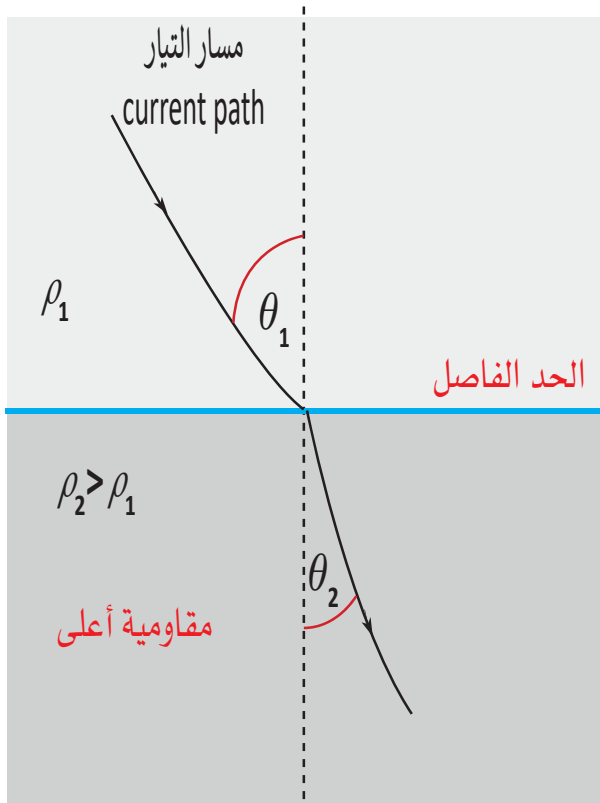
عندما $\rho_1 = \rho_2$ لا توجد حدود كهربائية و $K = 0$

3.5.1 معامل الانكسار الكهربائي

عند الحد الفاصل بين وسطين ذوي مقاوميات مختلفة، يظل الجهد مستمراً، وتنكسر خطوط التيار الكهربائي وفقاً لقانون ظل الزاوية Law of tangent. إذا كانت $\rho_1 > \rho_2$ ، فإن خطوط التيار سوف تنكسر بعيداً عن المسار الطبيعي. يتم نقل خط التدفق إلى أسفل لأن المقاومة المنخفضة أسفل السطح البيني Interface ينتج عنها مساراً أسهل للتيار داخل المنطقة الأعمق (الشكل 21.1). وعند الدخول في طبقة ذات مقاومة أكبر، ينكسر التيار بشكل طبيعي عكس قانون سنيل (Snell's Law).

العلاقة هي كالتالي :

$$\rho_1 \tan \theta_1 = \rho_2 \tan \theta_2$$



الشكل 21.1 : الانكسار الكهربي

6.1 المسح الميداني

هناك نوعان من مسوحات المقاومة: الجس الكهربائي العمودي Vertical electrical sounding (VES)، والمقطع الكهربائي الأفقي Horizontal electrical profiling (HEP)

يعتبر كل من HEP و VES تقنيات أحادية البعد (1-D) مما يعني أن تباين المقاومة يتم تحديده على التوالي في الاتجاه الأفقي أو الرأسي. يُعد الاختيار الصحيح للطريقة أمراً مهماً جداً لأنه يعتمد على الظروف الجيولوجية في المنطقة التي تم اختبارها، وعلى شكل الأشياء المستكشفة/المحددة. يُستخدم الجس الكهربائي عندما يُتوقع حدود أفقية أو مائلة قليلاً، ويتم استخدام المقطع الكهربائي الأفقي للحدود العمودية. الطريقة الأكثر تقدماً هي التصوير المقطعي بالمقاومية الكهربائية (Electrical resistivity imaging (ERI)، والذي يجمع بين الجس الكهربائي والمقطع الكهربائي الأفقي في الوقت نفسه. يسمح التصوير المقطعي بتوصيف تباين المقاومة في التركيب الصخري بطريقة أكثر فاعلية.

1.6.1 الجس الكهربائي العمودي Vertical Electrical Sounding

تحتفظ أقطاب التيار الكهربائي وأقطاب الجهد على طول خط مستقيم بالتباعد النسبي نفسه حول نقطة مركزية ثابتة. يُفترض أن التيار يخترق بشكل أعمق باستمرار مع زيادة فصل أقطاب التيار الكهربائي. السبر الكهربائي يوضح تباين المقاومة مع العمق من نقطة معينة على الأرض لطبقات شبه أفقية من المكونة أدناه. هذه الطريقة مفيدة في تحديد السمك أو الصخور الأفقية الواقعة فوق صخور صلبة. بشكل عام، الهدف من الجس الكهربائي العمودي هو استنتاج تباين المقاومة مع العمق، وربطها بالمعلومات الجيولوجية المتاحة، من أجل استنتاج أعماق ومقاوميات الطبقات الموجودة.

تطبيقات الجس الكهربائي العمودي

- الوصف الطبقي، وتحديد العمق إلى حجر الأساس Bedrock.
- رسم الحدود الجيولوجية.
- تحديد الكسور والشقوق.
- رسم خرائط لرواسب الرمل والحصى.
- التنقيب عن المعادن.
- رسم الخرائط الجيولوجية والتربة.
- تلوث المياه الجوفية.

في حالة ترتيب فينر Wenner للجس الكهربائي العمودي، يتم زيادة التباعد أو مسافة الترتيب «a» بخطوات متتالية مع الحفاظ على نقطة الوسط ثابتة (2, 6, 18, 54,a). أما في حالة ترتيب شلمبرجير Schlumberger للجس الكهربائي العمودي، فيتم تحريك أقطاب الجهد الكهربائي من حين لآخر فقط، ويتم تحريك أقطاب التيار الكهربائي بشكل منهجي للخارج في خطوات $AB > 5 MN$.

2.6.1 المقطع الكهربائي الأفقي Horizontal Electrical Profiling

الهدف من المقطع الكهربائي الأفقي (HEP) هو كشف الاختلافات الجانبية في مقاومة الأرض، مثل التغيرات الصخرية والصدوع القريبة من السطح .

في ترتيب فينر Wenner من (HEP) يتم تحريك الأقطاب الأربعة مع تباعد ترتيب محدد (A) ككل بخطوات مناسبة، لنقل 10-20 م. أربعة أقطاب كهربائية تتحرك بعد كل قياس، في حين أن ترتيب شلمبرجير Schlumberger في (HEP) تظل أقطاب التيار الكهربائي ثابتة على مسافات كبيرة نسبياً، (بضع مئات من الأمتار)، ويتم نقل قطب الجهد بشكل ثابت صغير (MN) بين A و B.



3.6.1 تصوير المقاومة الكهربائية (ERI) Electrical Resistivity Imaging

التصوير المقطعي للمقاومة الكهربائية (ERI) هو تقنية جيوفيزيائية متقدمة لتصوير التراكيب تحت السطحية من قياسات المقاومة الكهربائية التي يتم إجراؤها على السطح، أو عن طريق الأقطاب الكهربائية في حفرة واحدة أو أكثر. إذا تم تعليق الأقطاب الكهربائية في الآبار، فيمكن فحص الأجزاء العميقة. على الرغم من أنها ليست تقنية شائعة كالرادار المخترق للأرض (GPR)، إلا أنها تتمتع بمزايا مختلفة، ويمكن أن تكون مفيدة جداً في بعض المواقع. يتم جمع بيانات التصوير المقطعي للمقاومة الكهربائية بسرعة باستخدام مقياس المقاومة الآلي متعدد الأقطاب. تتكون ملفات تعريف التصوير المقطعي من مخطط مقطعي مستعرض ثنائي الأبعاد (2-D) للمقاومة مقابل العمق. تمثل تفسيرات التصوير المقطعي للمقاومة الكهربائية المدعومة ببيانات البئر أو بالبيانات الجيوفيزيائية البديلة الهندسة أو الهيدرولوجيا أو علم الصخور للتكوينات الجيولوجية الجوفية بدقة. يتضمن التصوير المقطعي للمقاومة الكهربائية قياس المقاومة الكهربائية الظاهرية للمواد تحت السطحية.

أثناء مسح التصوير المقطعي للمقاومة الكهربائية، يتم حقن التيار الكهربائي في الأرض من خلال زوج من أقطاب التيار الكهربائي، ويؤخذ قياس فرق الجهد بين زوج من أقطاب الجهد الكهربائي. ثم ترتب أقطاب التيار الكهربائي وأقطاب الجهد الكهربائي، بشكل عام، في آلية أو ترتيب خطي. المقاومة الظاهرية هي متوسط المقاومة الأكبر لجميع المواد الجوفية التي تؤثر على تدفق التيار. يتضمن مسح التصوير المقطعي النموذجي للمقاومة الكهربائية عدة قياسات للمقاومة الظاهرية مع تكوينات مختلفة لمواقع القطب. تتم معالجة البيانات بعد ذلك ويتم إنتاج خرائط محيطية للمقاومة لإظهار اختلافات المقاومة على طول العمق والمواضع الأفقية. نظراً لأن المقاومة الكهربائية للمواد الجوفية تختلف باختلاف مكوناتها ومحتوياتها المائية، يمكن استخدام الخرائط الكنتورية للمقاومة للحصول على خلفية عامة لحالة باطن الأرض أو للعثور على الأهداف المهمة. على سبيل المثال؛ ولأن التربة وصخور الأساس Bedrock لها عموماً مقاوميات مختلفة، فيمكن استخدام التصوير المقطعي للمقاومة الكهربائية لتحديد الأسطح البينية للتربة والصخور.

تماماً مثل (GPR) يمكن لـ (ERI) إنتاج صور ثنائية أو ثلاثية الأبعاد تحت السطح. الفرق هو أن (ERI) توفر دقةً أقل بالنسبة لـ (GPR) ولكن (ERI) تغطي أعماقاً أكبر. من ناحية أخرى، يمكن أن يصل عمق التحقيق بسهولة إلى 50 قدماً أو أكثر. تشمل تقنيات (ERI) الكثير من التطبيقات :

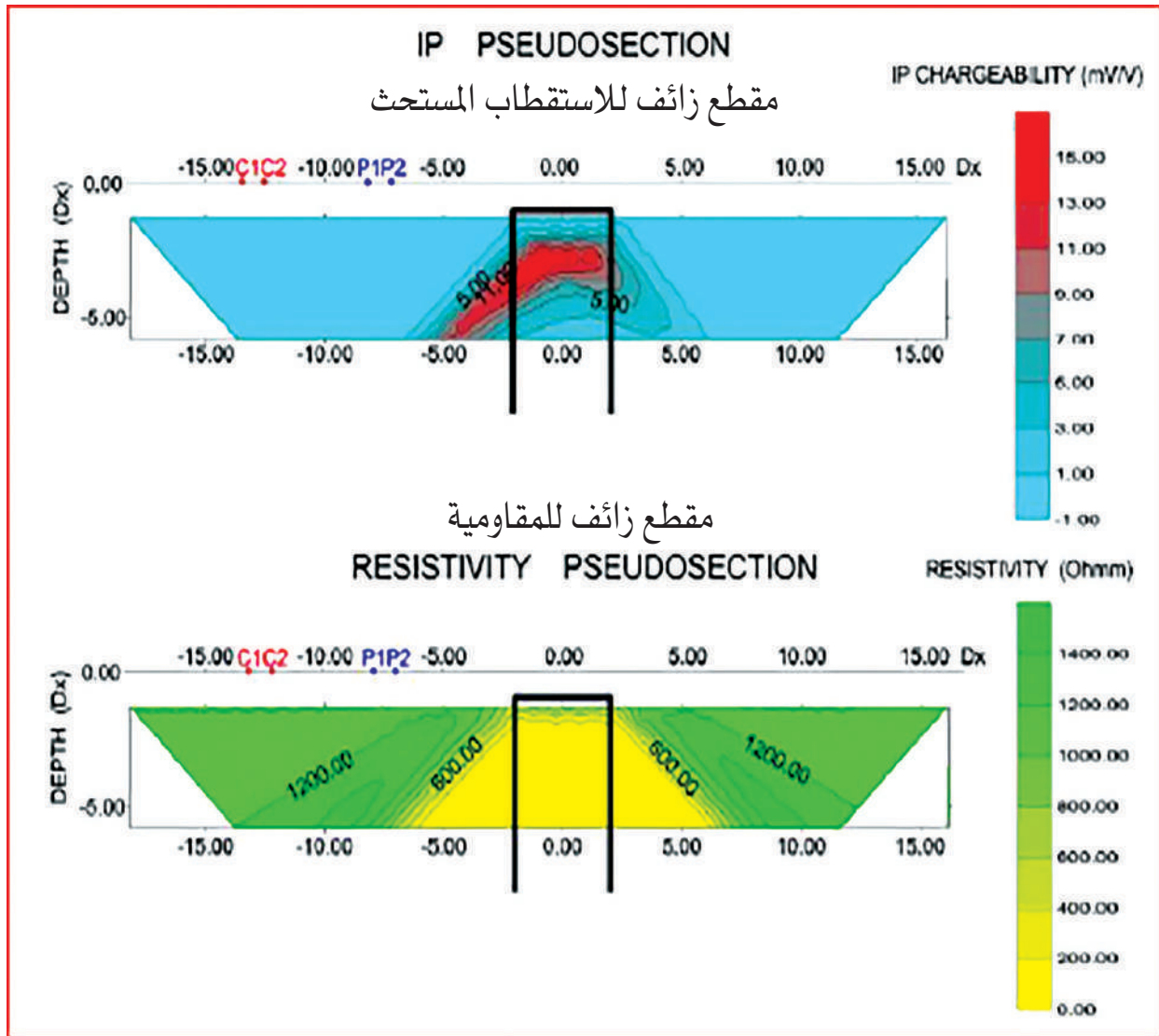
- تحديد مواقع المجاري والفراغات.
- رسم خرائط العمق إلى صخر الأساس Bedrock.
- فحص منسوب المياه الجوفية.
- رسم خرائط مناطق الصدوع الصخرية.
- رسم خرائط نطاقات أعمدة الملوثات الموصلة.
- تحديد مكبات النفايات.
- رسم خرائط المواقع الأثرية.

القطاع الزائف Pseudosection

رسم البيانات مقابل الموقع على طول خط ممتد، لإنتاج مقطع عرضي للمقاومية أو بيانات الاستقطاب المستحث التي تُعطى فيها القيم لنقطة التقاطع لخطوط 45 درجة، مستمدة من النقاط الوسطى لأزواج أقطاب التيار والجهد. العمق في المقطع العرضي الناتج أسفل الصورة لا توجد له علاقة بسيطة بالجيولوجيا الحقيقية، إذ يظهر المقطع المبدئي تباين النقاط المقاسة مع الموقع وبعمق الاختراق الفاعل بدلاً من العمق الحقيقي كما في (الشكل 22.1).

يتم استخدام القطاع الزائف على نطاق واسع في عرض بيانات الاستقطاب المستحث والمقاوميات الواضحة التي يتم الحصول عليها من امتداد الفاصل الثابت مع فواصل الأقطاب المختلفة، والتوصيلات الظاهرة من العبور الكهرومغناطيسي مع فواصل ملفات مختلفة.





الشكل 22.1 : يمثل مقاطع زائفة Pseudosection للمقاومية الكهربائية (Loke, 2000)

4.6.1 مصادر الضوضاء Noise Sources

هناك عدد من مصادر الضوضاء التي يمكن أن تؤثر على القياسات الكهربائية.

- الإستقطابية

إن وجود قطب كهربائي فلزي مثل قضيب من النحاس أو الفولاذ يتلامس مع المياه الجوفية ينحل بالكهرباء، بخلاف المحلول المشبع لأحد الأملاح الخاص به، سيولد إمكانية اتصال قابلة للقياس. لمقاومية التيار المستمر تستخدم الأقطاب الكهربائية غير المستقطبة. كما تستخدم محاليل وكبريتات النحاس بشكل شائع.

- التيارات التلورية Telluric currents

هو تدفق التيار الموجود بشكل طبيعي داخل الأرض. يمكن إلغاء تأثير التيارات التلورية من خلال عكس التيار بشكل دوري بين أقطاب التيار الكهربائي، أو عن طريق استخدام تيار متردد (AC) يتغير ببطء.

- وجود الموصلات القريبة (كالأنابيب، والأسوار)

تعمل بمثابة قصور كهربائي في النظام، حيث سيتدفق التيار على طول هذه التراكيب بدلاً من التدفق عبر الأرض.

- مقاومة منخفضة عند الأسطح القريبة

إذا كان السطح القريب ذا مقاومة منخفضة، فمن الصعب جعل التيار يتدفق بعمق أكبر داخل الأرض.

- الأسطح المجواه والتضاريس الوعرة

تعمل التضاريس الوعرة على تركيز تدفق التيار في الوديان وتشتت تدفقه على التلال.

- التباين الكهربائي Electrical anisotropy

تختلف المقاومة إذا تم قياسها بالتوازي مع مستوى التطبيق مقارنة بالمقاومية المعامدة لها.

- الضوضاء الناتجة عن الأجهزة

- الضوضاء الناتجة عن خطوط الكهرباء والأبنية وغيرها



7.1 تفسير بيانات المقاومة

يبدأ تفسير البيانات الكهربائية أولاً بحساب المقاومة الكهربائية الظاهرية، وذلك بقسمة الجهد المقاس على التيار المطبق، وبعد ذلك يتم ضرب خارج القسمة بمعامل هندسي والذي يختلف حسب نظام الأقطاب المستخدم كما تم شرحه سابقاً، بمجرد حساب المقاومة الظاهرية، الخطوة التالية في عملية التفسير هي نمذجة البيانات المجمعة بغرض الحصول على التركيب الجيولوجي.

تعتمد الطريقة المستخدمة لنمذجة بيانات المقاومة الكهربائية على نمط اكتساب البيانات. يمكن نمذجة البيانات المكتسبة باستخدام نمط سبر الأعماق عن طريق منحنيات القياس Master curves أو من خلال إعداد برامج حاسوبية لنمذجة البيانات. استخدام النمذجة بالمنحنيات توفر قيماً تقديرية عن المعاملات المطلوبة، إلا أن فيها استهلاكاً للوقت، كما أنها تتطلب مهارات في التفسير. البديل الآخر لنمذجة بيانات المقاومة الكهربائية لسبر الأعماق هو استخدام برامج النمذجة المعدة من خلال الحاسوب (e.g. Meju, 1994). هناك أنواع مختلفة من البرامج الحاسوبية، يعتمد بعضها على افتراض وجود طبقات ذات مقاومة كهربائية معينة وتسمى النمذجة المباشرة Forward modelling. في هذا النوع يجب معرفة بعض المعاملات مثل؛ قيم مقاومة الطبقات وعمق كل طبقة والتي تعكس الوضع الجيولوجي، في حين أن الأنواع الأخرى تفترض أن المقاومة تتغير مع العمق، والتي تسمى النمذجة العكسية Inverse modeling، وتتم بطريقة أوتوماتيكية دون افتراض أي معاملات للنمذجة.

البرنامج RES2DMOD.EXE، هو برنامج نمذجة تقديمي، ثنائي الأبعاد، يحسب قطاع المقاومة الزائفة Pseudosection الظاهرة لنموذج تحت سطحي، ثنائي الأبعاد، محدد من قبل المستخدم. مع هذا البرنامج، يمكن للمستخدم اختيار طريقة الفروق المحدودة أو طريقة العناصر المحدودة لحساب قيم المقاومة الظاهرية. وفيه يتم تقسيم السطح السفلي إلى عدد كبير من الخلايا الصغيرة المستطيلة. يهدف هذا البرنامج، إلى حد كبير، إلى تدريس استخدام طريقة التصوير الكهربائي ثنائية الأبعاد. قد يساعد البرنامج المستخدم أيضاً في

اختيار المجموعة المناسبة لظروف جيولوجية أو مسوحات مختلفة. الآليات أو الترتيبات التي يدعمها هذا البرنامج هي فينر Wenner (تكوينات Alpha و Beta و Gamma). يتم استخدام تكوين Alpha عادةً للمسوحات الميدانية، وعادةً ما يشار إليها باسم ترتيب ثنائي القطب فينر - شلمبرجير. كل نوع من الآليات أو الترتيبات له ميزاته وعيوبه. يساعد هذا البرنامج في اختيار أفضل ترتيب لمنطقة مسح معينة، بعد موازنة العوامل بعناية مثل التكلفة وعمق التحقيق والقرار والتطبيق العملي.

1.7.1 التفسير الوصفي لبيانات المقاومة

تتمثل مشكلة تفسير بيانات (VES) في استخدام منحنى المقاومة الظاهرية مقابل تباعد الإلكترود للحصول على مقاومة الطبقة وسمكها. ليس من الممكن بشكل عام الحصول على حل فريد. هناك تبادل أو اشتراك بين السماكة والمقاومية، قد يكون هناك تباين في المقاومة anisotropy في بعض الطبقات تنتج اختلافات كبيرة في القطاع الجيوكهربائي، خاصة في العمق، حيث تنتج اختلافات صغيرة في المقاومة الظاهرية. دقة القياسات الميدانية محدودة بسبب التنوع الطبيعي للتربة السطحية والصخور، وبقدرة الأجهزة. نتيجة لذلك، قد تكون الأقسام المختلفة متكافئة كهربائياً ضمن حدود الدقة العملية للقياسات الميدانية.

عادةً ما تُفسر البيانات التي تم الحصول عليها من المقطع الكهربائي الأفقي (HEP) تفسيراً وصفيًا للتطبيقات الهندسية. يتم رسم قيم المقاومة الظاهرية وتحديد محيطها على الخرائط أو رسمها كملفات تعريف، ويتم تحديد المناطق التي تعرض قيمًا عاليةً أو منخفضةً أو أنماطاً شاذةً بشكل غير طبيعي. يجب الاسترشاد عند تفسير البيانات وكذلك عند تخطيط المسح بالمعرفة المتاحة للجيولوجيا المحلية. يعرف المفسر عادة ما يبحث عنه من السمات الجيولوجية وتأثيرها المتوقع على المقاومة الظاهرية، لأن مسح المقاومة مدفوع بالأدلة الجيولوجية لنوع معين من مشاكل الاستكشاف (كالتضاريس الكارستية). ثم يتم تنفيذ المسح بطريقة يتوقع أن تكون أكثر استجابة لأنواع السمات الجيولوجية أو الهيدروجيولوجية



المنشودة. المآزق المتأصل في هذا النهج، هو أنه قد يضل المفسر من خلال تصورات المسبقة إذا لم يكن دقيقاً بشكل كاف، لاحتمال حدوث ما لا يتوقع. ينبغي النظر في التفسيرات البديلة، وينبغي تطبيق الأدلة من أكبر عدد ممكن من المصادر المستقلة في التفسير. تتمثل إحدى طرق المساعدة في تخطيط المسح في إنشاء منحنيات جس (VES) للنماذج المتوقعة وتغيير كل نموذج على حدة بنسبة 20%، ثم اختيار فواصل القطب الكهربائي التي ستحل بشكل أفضل المقاومة المتوقعة أو الاختلافات العميقة. ثم القيام بإجراء عدد من عمليات جس (VES) للتحقق من نتائج النموذج وتحسينها قبل البدء في المقطع الأفقي (HEP).

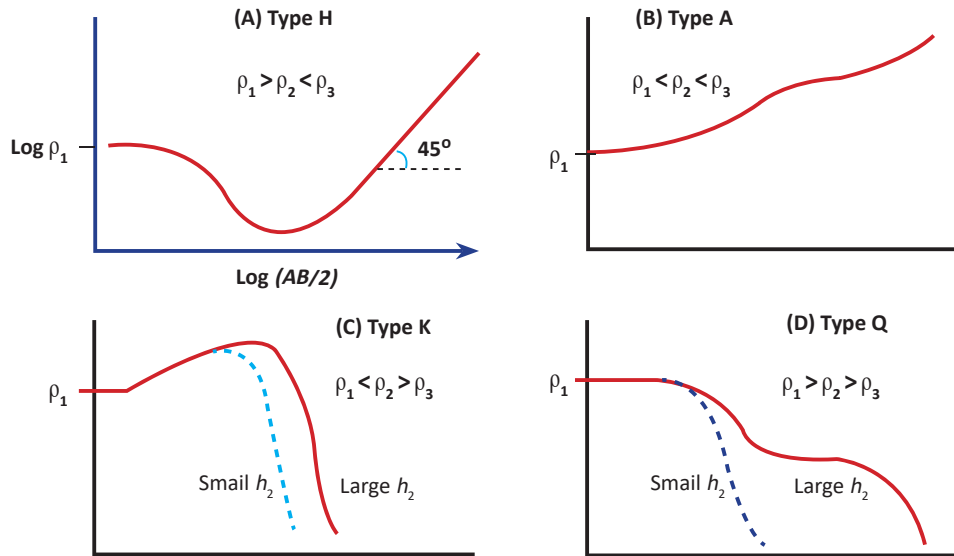
ووصفياً على سبيل المثال، بالنسبة لثلاث طبقات للمقاومية مع وجود حد فاصل واحد، توجد أربعة أنواع من المنحنيات الممكنة كما هو مبين في (الشكل 23.1).

Q – type $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$

H – Type $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$

K – Type $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$

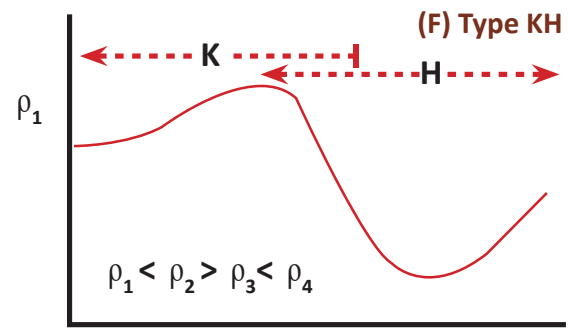
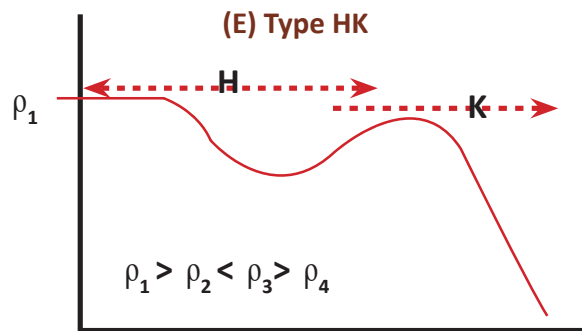
A – Type $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$



الشكل 23.1 : في حالة وجود حد فاصل وثلاث قيم للمقاومية ينتج عنها أربعة منحنيات (Geo Solutions, 2019)

أما في حالة وجود أربع قيم للمقاومية وحدين فاصلين، فهذا يعطي ثماني علاقات ممكنة (الشكل 24.1)

$\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$	HA Type
$\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$	HK Type
$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$	AA Type
$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$	AK Type
$\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$	KH Type
$\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$	KQ Type
$\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$	QH Type
$\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$	QQ Type



الشكل 24.1 : في حالة وجود حدين فاصلين وأربع قيم للمقاومية ينتج عنها ثمانية منحنيات (Geo Solutions, 2019)

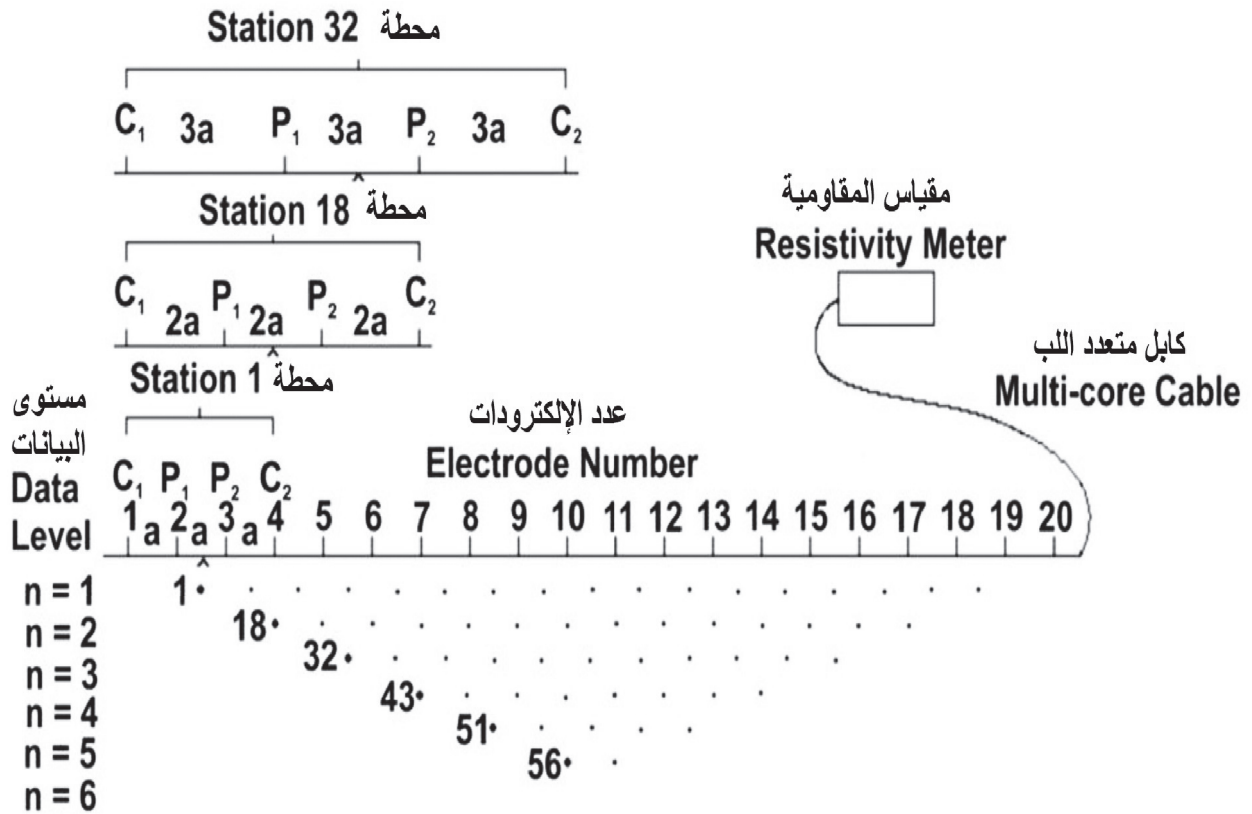


2.7.1 التفسير الكمي لبيانات المقاومة

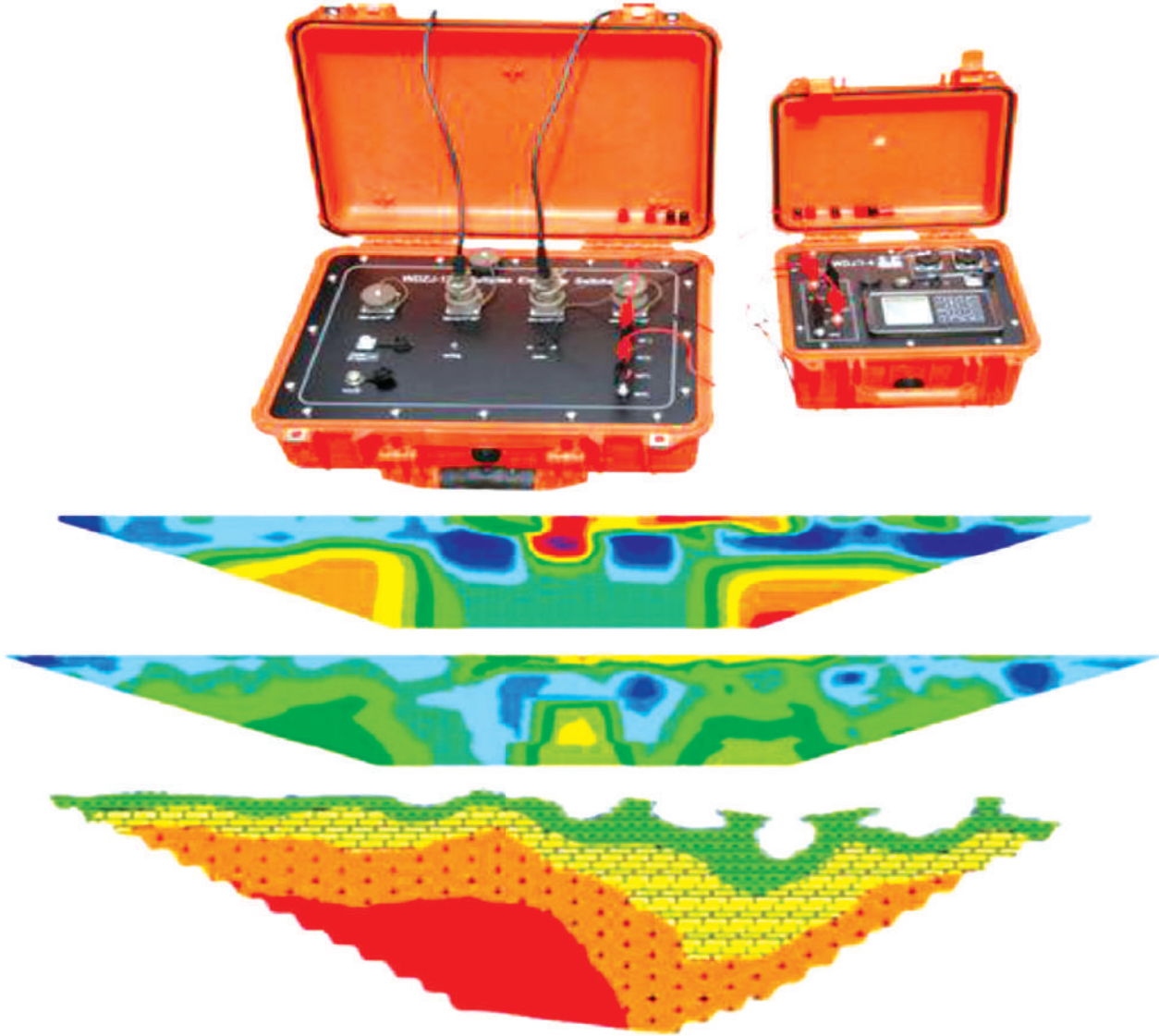
بيانات نمط الاستطلاع الرأسي والنمط الذي يجمع بين المقطع والاستطلاع الرأسي والذي يعكس التغيرات الجانبية والرأسية، وبالتالي يتم أخذ البعد الثاني والثالث في الاعتبار، يتم نمذجتها من خلال برامج النمذجة المباشرة والعكسية الأكثر تعقيداً وتطوراً (e.g. Perez Flo-) (rez, 2002)، ويتطلب مثل هذا النوع من البرامج فهماً تفصيلياً للأسس الفيزيائية لما هو تحت السطح. قد تعطي هذه البرامج صوراً تفصيلية، وبالتالي قد نحصل على تصوير كهربائي (Electrical imaging) يوضح تغير المقاومة أفقياً ومع العمق. طريقة التصوير الكهربائي هي إحدى الطرق الحديثة في دراسة التغيرات الجانبية والرأسية (Griffths & Barker, 1993)، فهي تمد بمعلومات مفيدة عن وجود أي شذات يتم البحث عنها في الأرض. يتم تحديد طبيعة وامتداد الشذة، بتفصيل أكثر توضيحاً في الأبعاد الشائبة والثلاثية من خلال التصوير الكهربائي.

للحصول على تصوير كهربائي لأعمق أقل من 30 متر، من الملائم استخدام مسافة بين الأقطاب تتراوح بين 5 - 10 متر. في هذه الحالة يتم استخدام كابل متعدد الأقطاب Multi electrode system كما هو موضح (بالشكل 25.1). يتصل كل إلكترود بالكابل الذي ينتهي بصندوق التشغيل، والذي يتم التحكم فيه يدوياً، ثم إلى جهاز قياس المقاومة الظاهرية. يحتوي الكابل المثالي دائماً على 25 مأخذاً، كل مأخذ متصل بإلكترود تفصله مسافة 5 أو 10 م عن الإلكترود الآخر. يتم تجميع مثل هذه البيانات في صورة مقاطع باستخدام مسافات تختلف من مقطع لآخر، ليتم تجميعها في صورة يطلق عليها المقطع الزائف Pseudosection، حيث يتم وضع كل نقطة في موقعها تبعاً لترتيب الإلكترود المستخدم. تجميع مثل هذه البيانات يمكن إتمامه من خلال فريق عمل يتكون من أربعة أفراد، يتم من خلالهم النقل المتكرر للكابل مع التسجيل للبيانات من خلال جهاز المقاومة. الطريقة الحقلية الأكثر فاعلية هي استخدام كابلات متعددة لتسهيل وتسريع عملية جمع البيانات بطريقة أوتوماتيكية. في هذه الحالة، تستغرق البيانات حوالي ساعة واحدة لتجميعها مع وجود فريق عمل مكون من فردين فقط، ومسافة 5 م بين كل إلكترود وآخر.

يبين (الشكل 26.1) أحد الأجهزة الكهربية المستخدمة في قياس تصوير المقاومة الكهربية. يتم تجميع البيانات الناتجة من خلال هذه الأجهزة على هيئة قطاع زائف (Pseudosection)، يتم نمذجته بواسطة برامج ذات البعد الثاني والثالث، والتي تم إعدادها بواسطة (Loke and Barker, 1996). كما يبين الشكل نفسه إحدى النتائج لبيانات المقاومة الكهربية لفحص وتحديد منطقة الرشيق (Leachate) ونمذجتها بواسطة برنامج RES2DINV والمصمم بواسطة (Loke and Barker, 1996).



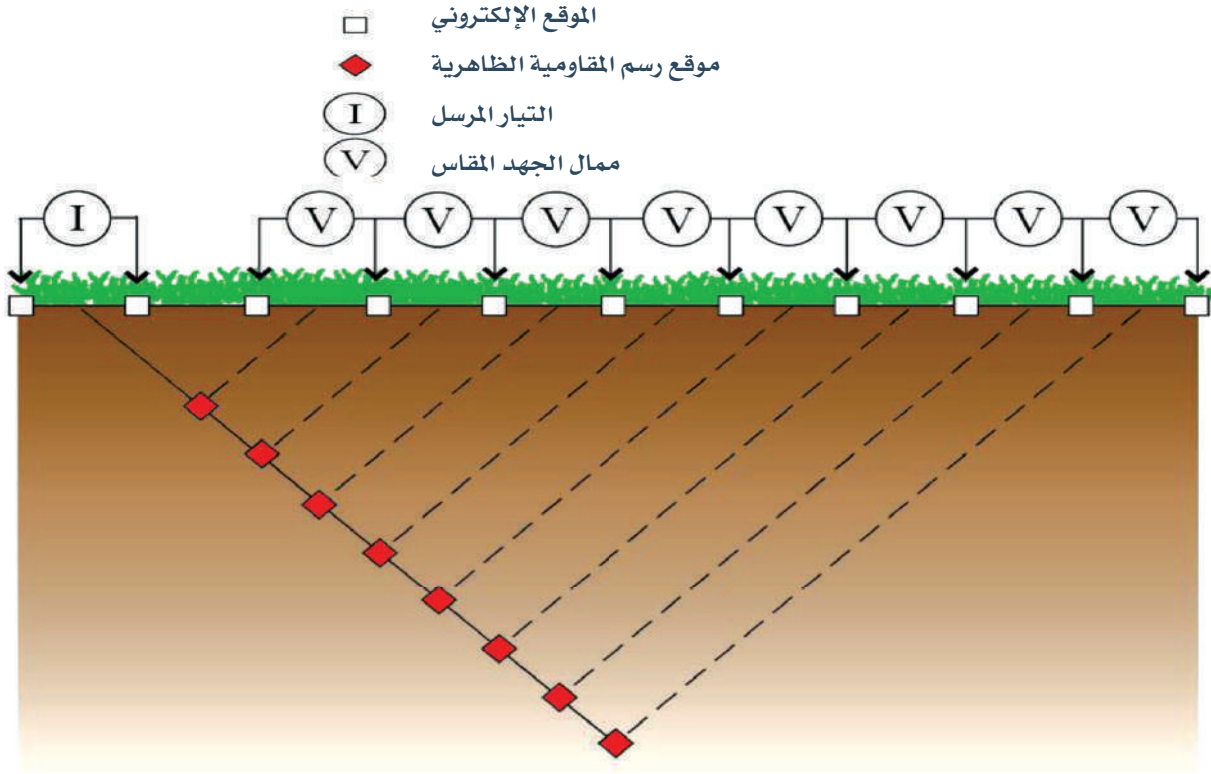
الشكل 25.1 : يوضح تسلسلاً من الأقطاب لتكوين صورة كهربية (Griffths and Baker, 1993)



الشكل 26.1 : أحد الأجهزة المستخدمة في قياس تصوير المقاومة الكهربائية ونمذجتها
(Loke and Barker, 1996)

تكوين قياس ثنائي الأبعاد ملف جانبي للمقاومية ثنائي-ثنائي الأقطاب (dipole-dipole).

يستخدم التكوين الأكثر شيوعاً للمسح ثنائي الأبعاد تكوينات ثنائي-ثنائي الأقطاب (dipole-dipole). فيما يلي مثال على هندسة الحصول على البيانات ملف تعريف ثنائي الأبعاد (الشكل 27.1).



الشكل 27.1 : يوضح إرسال تيار ثنائي القطب (I) متبوعاً بسلسلة من ثنائيات أقطاب الجهد (V) التي تقيس ممال الجهد الناتج في كل محطة على امتداد الخط (L) (Loke, 2000)

يشار إلى موقع رسم المقطع الزائف Pseudosection باللون الأحمر. يوضح الشكل أعلاه إرسال تيار ثنائي القطب (I) متبوعاً بسلسلة من ثنائيات أقطاب الجهد (V) التي تقيس ممال الجهد الناتج في كل محطة على امتداد الخط. يتم الانتهاء من القياسات اللاحقة عن طريق تحريك التيار



ثنائي القطب بالتتابع أسفل الخط. يمكن إجراء قياسات المقاومة البديلة باستخدام الترتيبات السطحية أو البحرية والتي من شأنها الحفاظ على هذا التكوين، وبناء صورة ثنائية الأبعاد عن طريق تحريك مجموعة القياس بأكملها لكل سلسلة من القياسات. في كلتا الحالتين، ترسم صورة المقاومة الظاهرية الناتجة مع العمق، والتي يتم تحديدها بعد ذلك. تعرض الصورة الملونة توزيع قيم المقاومة الظاهرية، والتدرجات اللونية المرتبطة بها داخل المنطقة المهمة. ثم يتم قلب البيانات من أجل تحويل بيانات المقاومة الظاهرة إلى مقاومة حقيقية.

3.7.1 مشاكل تفسير بيانات المقاومة

● مبدأ التكافؤ Principle of Equivalence

إذا أخذنا في الاعتبار منحنيات ثلاثية من نوع K ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$) أو نوع Q ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$)، فإننا نجد أن النطاق الممكن للقيم الناتجة $T_2 = \rho_2 h_2$ تبدو أصغر بكثير. يسمى هذا مبدأ التكافؤ. $H =$ السمك و $T =$ المقاومة المستعرضة تعني أنه يمكننا تحديد T_2 بشكل أكثر موثوقية من ρ_2 و h_2 بشكل منفصل. إذا تم تقدير ρ_2 أو h_2 بشكل مستقل، يمكننا تضيق الغموض. مبدأ التكافؤ: عدة نماذج تنتج النتائج نفسها. الغموض في فيزياء تفسير أحادي الأبعاد، يأتي مثل أن النماذج ذات الطبقات المختلفة تؤدي أساساً إلى الاستجابة نفسها. سيناريوهات مختلفة: طبقات موصلة بين وسطين مقاومين، يكون التوصيل الجانبي (σh) هو نفسه. طبقة مقاومة بين موصلين لها المقاومة العرضية (ρh) نفسها.

● مبدأ التخميد Principle of Suppression

تنشأ هذه المشكلة بشكل خاص عند وجود ثلاث طبقات أو أكثر ومقاوماتها ترتفع أو تتخفض مع العمق. قد لا تظهر الطبقة المتوسطة في منحنى المجال. ينص هذا على أن الطبقة الرقيقة قد لا تكون في بعض الأحيان قابلة للاكتشاف على الرسم البياني للحقل ضمن أخطاء القياسات الحقلية. سيتم بعد ذلك تحويل الطبقة الرقيقة إلى الطبقة العلوية أو الأساسية في التفسير، ومن ثم تقويت طبقات رقيقة من المقاومة الصغيرة. الطبقات الرقيقة ذات تباين المقاومة الأكبر هي قابلة للاكتشاف، لكن التكافؤ يحد من دقة أعماق الحدود الفاصلة. تعتمد قابلية اكتشاف طبقة ذات مقاومة معينة على سمكها النسبي الذي يتم تعريفه على أنه نسبة السمك/العمق.

8.1 تطبيقات طرق المقاومة الكهربائية

هناك العديد من التطبيقات لطرق المقاومة الكهربائية بما في ذلك؛ الكشف عن المياه الجوفية، وتحديد المعادن، والتنقيب عن النفط، وتحديد مكامن النفط، والعديد من التطبيقات الأخرى. على سبيل المثال، الكشف عن النفط، قد توفر تقنيات المقاومة الكهربائية طرقاً أكثر ملاءمة للبيئة للحصول على البيانات. عموماً يمكن تطبيق الطرق الكهربائية في :

● تحديد عمق صخور الأساس Bedrocks

كل من طريقتي (VES) و(HEP) مفيدتان في تحديد عمق الأساس الصخري Bedrock. حجر الأساس عادةً أكثر مقاومة من التحميل الزائد. يستخدم المقطع الكهربائي الأفقي (HEP) مع ترتيب فينر Wenner بمسافة 10 أمتار، لتخطيط ارتفاعات حجر الأساس.

● موقع التربة الصقيعية Permafrost Site

تمثل التربة الصقيعية صعوبة كبيرة لمشاريع البناء، بسبب مشاكل الحفر وتعرضها للذوبان بعد البناء. حيث يتمتع الجليد بمقاومة عالية تبلغ 1 - 120 أوم.م.

● رسم خرائط النفايات والمرادم

تستخدم طرق المقاومة بشكل متزايد للتحقيق في مدافن النفايات:

- المواد المترشحة غالباً ما تكون موصلة للكهرباء بسبب الأملاح الذائبة.
- يمكن أن تكون مدافن النفايات مقاومة أو موصلة، وهذا يعتمد على المحتوى .

● تحديد مواقع السدود تحت السطحية والمدفونة، وتحليل استقرار السدود

● الكشف عن الصدوع والتشققات



9.1 أوجه الشبه والاختلاف بين الطرق الكهربائية

1.9.1 مقارنة بين ترتيب فينر و شلمبرجير

- في ترتيب فينر $MN = 1/3 AB$ ، في ترتيب شلمبرجير $MN \leq 1/5 AB$
- تتم عملية الجس في ترتيب شلمبرجير بنقل قطبي الجهد من حين إلى آخر. في حين أن عملية الجس باستخدام ترتيب فينر يتم بتحريك MN و AB بعد كل قياس.
- إن القوى العاملة والوقت اللازمين لعمل جس ترتيب شلمبرجير أقل من المطلوب لجس فينر.
- يتم قياس شذات أو انحرافات التيار باستخدام ترتيب فينر بسهولة أكبر من ترتيب شلمبرجير.
- يتم التعرف على تأثير الاختلافات الجانبية في المقاومة وتصحيحها بسهولة أكبر على ترتيب شلمبرجير مقارنةً بترتيب فينر .
- يتميز الجس في ترتيب شلمبرجير بالانقطاعية بعد عدة قراءات بسبب تكبير MN.

عيوب ترتيب فينر

- يجب تحريك جميع الأقطاب الكهربائية في كل قراءة.
- تحتاج مزيداً من الوقت الحقلي .
- أكثر حساسية للتغيرات الجانبية المحلية والقريبة من السطح.
- التفسيرات محدودة بالتركيب البسيطة ذات الطبقات الأفقية.

مزايا ترتيب شلمبرجير

- أقل حساسية للتغيرات الجانبية في المقاومة.
- أسرع قليلاً في العمليات الحقلية.
- تصحيحات ضئيلة على البيانات الحقلية.

عيوب ترتيب شلمبرجير

- تقتصر التفسيرات على التركيب البسيطة ذات الطبقات الأفقية.
- بالنسبة لتباعد أقطاب التيار الكهربائي يلزم وجود فولتميتر حساس جداً.

2.9.1 محاسن وعيوب طرق المقاومة الكهربائية

المحاسن :

- طرق مرنة.
- سريعة نسبياً، يزداد الوقت الحقلي مع العمق.
- غير مكلفة.
- المعدات خفيفة ومحمولة.
- التفسير الوصفي واضح ومباشر.
- الاستجابة لخصائص المواد المختلفة، تميزها عن الطرق السيزمية وغيرها، وخاصة تحديد محتوى الماء وملوحتة.

العيوب :

- غموض التفسيرات (مبدأ التكافؤ ومبدأ التخامد)، حيث أن الضوابط الجيوفيزيائية والجيولوجية المستقلة ضرورية لاختيار التفسير البديل الصحيح لبيانات المقاومة.
- يقتصر التفسير على التراكيب الجيولوجية البسيطة.
- قد تخفي التضاريس وتأثير اختلافات المقاومة القريبة من السطح غيرها من تأثير الاختلافات الأعمق.
- يقتصر عمق اختراق الطريقة على الطاقة الكهربائية القصوى التي يمكن إدخالها في الأرض، والصعوبات العملية المتمثلة في طول السلك. يبلغ حد العمق الأقصى حوالي كيلومتر واحد.
- دقة تحديد العمق أقل بكثير من الطرق السيزمية أو طرق الحفر.





Solved Problems مسائل محلولة



1 لو افترضنا أن وحدة جيوكهربائية تتألف من أنماط متبادلة من الطبقات بسمك كلي يصل إلى 100 م. وكل طبقة منفردة متماثلة بسمك 1 م، ومقاومية متغيرة تتراوح ما بين 50 و 200 أوم.م. احسب معاملات التوصيل الطولي والمقاومية الطولية والمستعرضة ومعامل التباين الكهربائي.

الحل :

$$T = \sum \rho_i h_i = 50 \times 50 + 200 \times 50 = 12,500 \text{ ohm. m}$$

$$\rho_t = T/H = 12,500 / 100 = 125 \text{ ohm. m}$$

$$S = \sum \sigma_i h_i = 50 \times 1/200 = 1.25 \text{ mhos}$$

$$\rho_L = H/S = 100/1.25 = 80 \text{ ohm. m}$$

$$\lambda = \rho_t / \rho_L = 125/80 = 1.25$$



2 سلك نحاسي موصل طوله 1500 كم، بمساحة مقطع قطره 0.4 سم. لو تم إرسال 10 امبير أسفل السلك. احسب مقدار الهبوط في فرق الجهد إلى نهاية السلك.

$$R = \rho * L * A$$

$$= 1.7 \times 10^{-8} \Omega \cdot \text{m} \times 1500000 \text{ m} / (\pi (0.004)^2 \text{ m}^2)$$

$$= \sim 507 \Omega \text{ المقاومة الكلية للسلك}$$

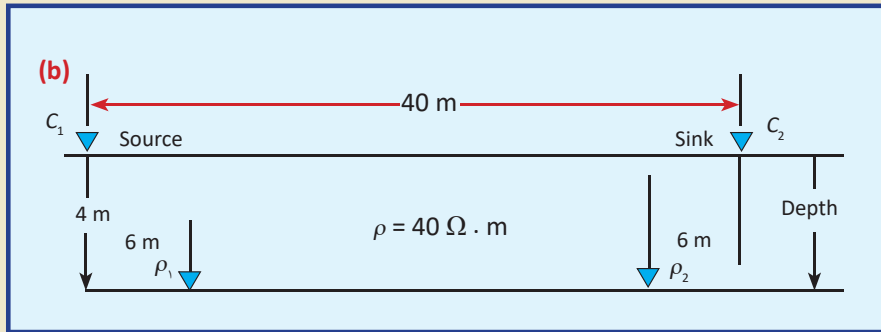
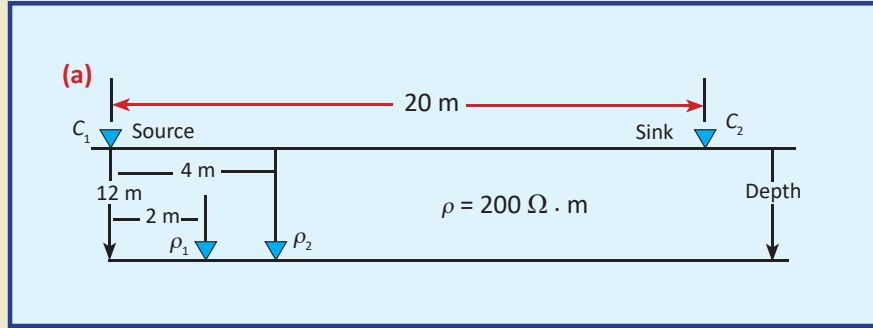
$$V = iR = 10 \text{ A} * 507 \Omega = 5.07 \text{ kvolts} \text{ كمية الجهد المفقود بسبب التسخين}$$





احسب فرق الجهد بين قطبي إلكترود في الحالتين أدناه، إذا كانت شدة التيار = 0.6 أمبير.

3



(a)

$$V_{P_1} = \frac{i\rho}{2\pi r_1} + \left(-\frac{i\rho}{2\pi r_2}\right) = \frac{i\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) = \frac{i\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{12.17 \text{ m}} - \frac{1}{21.63 \text{ m}}\right)$$

$$V_{P_1} = 0.686 \text{ v}$$

$$V_{P_2} = \frac{i\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{12.65 \text{ m}} - \frac{1}{20 \text{ m}}\right)$$

$$V_{P_2} = 0.555 \text{ v}$$

$$V_{P_1} - V_{P_2} = 0.131 \text{ v}$$

(b)

$$V_{P_1} = 0.418 \text{ v}$$

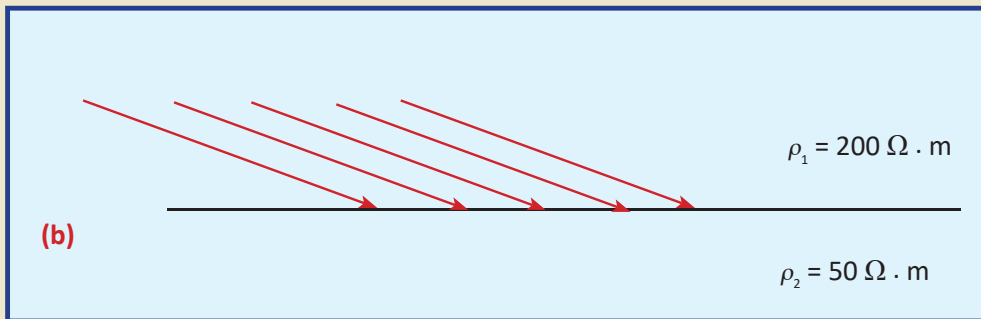
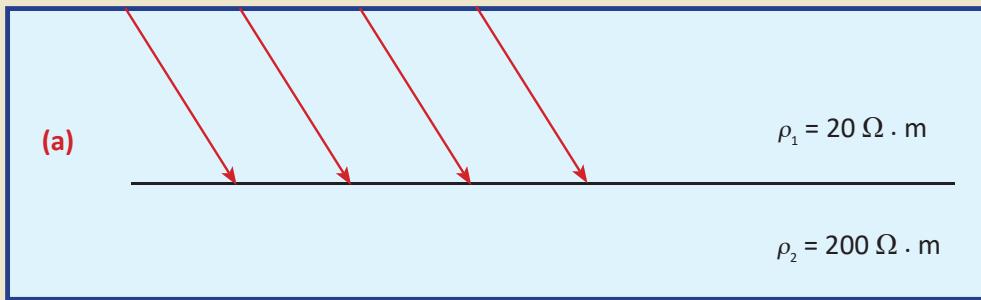
$$V_{P_2} = -0.418 \text{ v}$$

$$V_{P_1} - V_{P_2} = 0.836 \text{ v}$$



احسب زاوية الانكسار الناتجة في الشكلين أدناه

4



(a)

$$\frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2} = \frac{\rho_2}{\rho_1}$$

$$\tan \theta_2 = \tan 70^\circ \cdot \frac{20 \text{ ohm} \cdot m}{200 \text{ ohm} \cdot m}$$

$$\theta_2 = 15.4^\circ$$

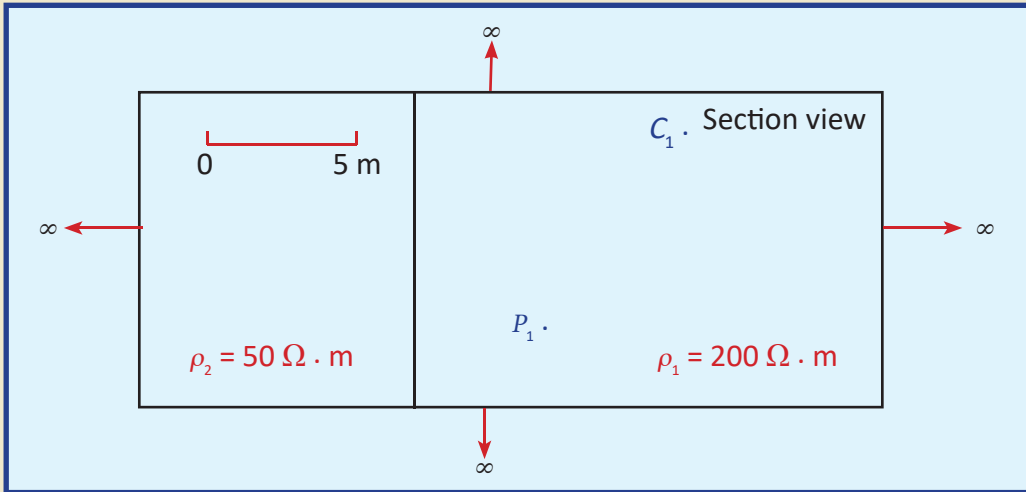
(b)

$$\theta_2 = 66.6^\circ$$





احسب الجهد عند P_1 بسبب التيار عند النقطة C_1 وقدره 0.6 أمبير. علمًا أن المادة في هذا الوسط تمتد إلى ما لانهاية. يمثل الخط الأسود الغامق الحد الفاصل بين وسطين مختلفي المقاومة ρ_1 و ρ_2 ؟

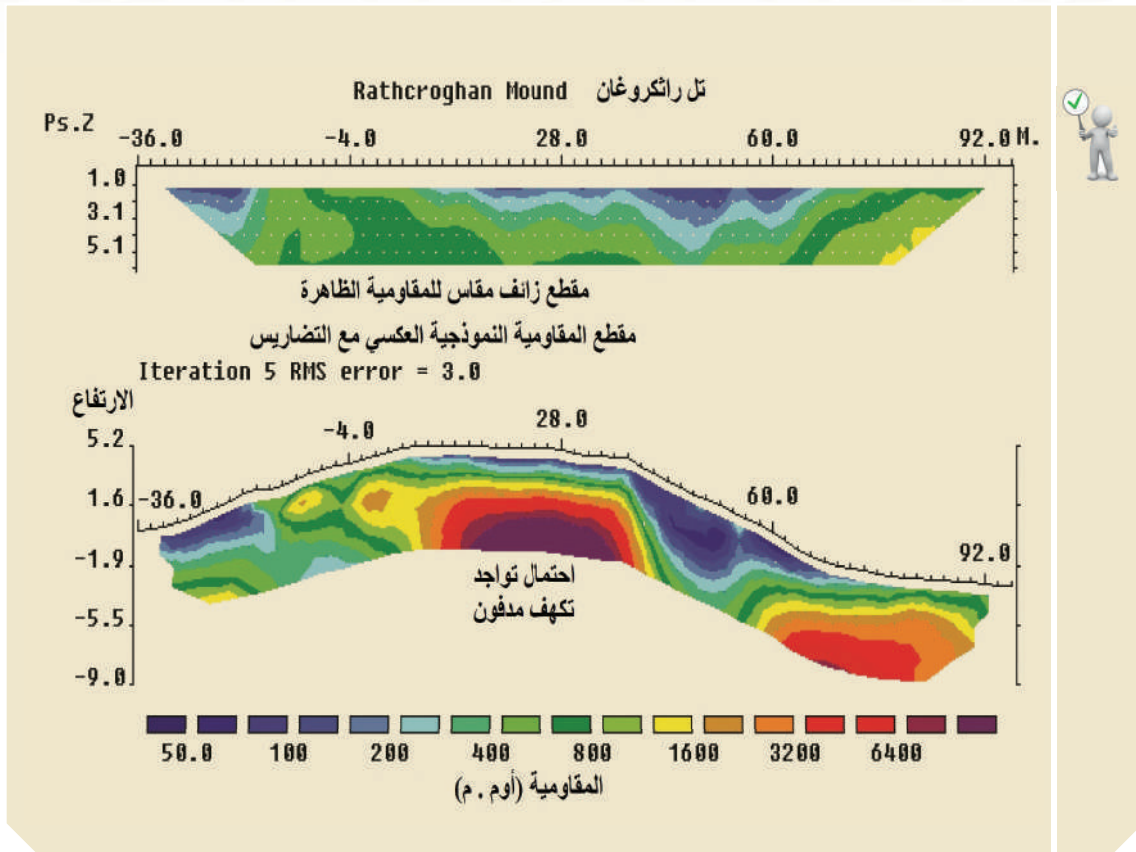


$$V_{P_1} = \frac{i\rho_1}{4\pi r_1} + \frac{ik\rho_1}{4\pi r_2}, \quad k = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} = -0.6$$

$$V_{P_1} = \frac{0.6 \text{ amp}(200)}{4\pi(10\text{m})} + \frac{0.6 \text{ amp}(-0.6)(200)}{4\pi(16.67\text{m})}$$

$$V_{P_1} = 0.611 \text{ v}$$

لأن مقياس العمق اعتباطي، وتعكس القيمة المرسومة عند نقطة معينة مقاوميات المنطقة المحيطة بها. (حتى لو كان الهيكل التركيبي ثنائي الأبعاد حقاً).



إذا كانت مقاومة حلزون كهربي 10Ω وسمكه (قطره) 0.001 متر وطوله 1 متر. احسب قيمة المقاومية الكهربية؟

7

Given, Resistance (R) = 10Ω , Length (L) = 1 m, Diameter = 0.001 m

نصف القطر = 0.0005 m

مساحة مقطع السلك = $r^2 \pi$, أو $3.14 \times (0.0005)^2 = 0.00007850$ m²


$\rho = R \times A/L$


= $10 \Omega \times 0.0000785$ m² / 1 m

= $10 \Omega \times 0.0000785$ m / 1

= $7.85 \times 10^{-4} \Omega \cdot m$



	لماذا يطلق عليه المقطع الزائف Pseudosection	6
<p>لأن مقياس العمق اعتباطي، وتعكس القيمة المرسومة عند نقطة معينة مقاوميات المنطقة المحيطة بها. (حتى لو كان الهيكل التركيبي ثنائي الأبعاد حقاً).</p>		

	إذا كانت مقاومة سلك 3Ω عند 20 درجة مئوية، وقيمة α تساوي 0.004 لكل درجة مئوية. احسب المقاومة عند 100 درجة مئوية.	8
<p>$R_0 = 3 \Omega$, $T = 100^\circ C$, $T_0 = 20^\circ C$ $\alpha = 0.004/1^\circ C$, $R_T = ?$, $R_T = R_0 (1 + \alpha (T - T_0))$ $R_{100} = 3(1 + 0.004 \times (100 - 20))$ $R_{100} = 3(1 + 0.32)$ $R_{100} = 3(1.32) = R_{100} = 3.96 \Omega$</p>		

	ما هي الأوضاع الجيولوجية التي تكون الطرق التالية هي الأنسب لها في المسح الكهربائي: VES، Profiling، Imaging.	9
<p>VES عندما يحتمل أن يكون تحت السطح طبقات شبه أفقية Profiling عندما يكون هناك تباين جانبي Imaging عندما يكون هناك تباين أفقي وعمودي.</p>		



عند نمذجة نتائج (VES)، ما هي الافتراضات التي يتم إجراؤها عادة حول السطح؟

10

الطبقات قريبة من الأفقي (لا يزيد الميل عن 10 درجات)، ولكل منها مقاومة متجانسة، وبالتالي حد فاصل مفاجئ.



تم أخذ قراءة في مكان معين باستخدام مصفوفة فينر، وأعطت قيمة مقاومة واضحة تبلغ 100 أوم.م، باستخدام مسافة 5 أمتار.

11

الطبقات قريبة من الأفقي (لا يزيد الميل عن 10 درجات)، ولكل منها مقاومة متجانسة، وبالتالي حد فاصل مفاجئ.
(أ) ما هو أبسط هيكل كهربائي يعطي القراءة.
تجانس كهربائي تحت السطح بمقاومية 100 أوم.م
(ب) إذا تم الحصول على القيمة نفسها أيضاً للمسافات التي تبلغ 0.2 و 2 و 20 متراً، فماذا يمكنك أن تقول عن باطن الأرض؟
السطح السفلي متجانس مع هذه المقاومة حتى 30 متراً على الأقل.



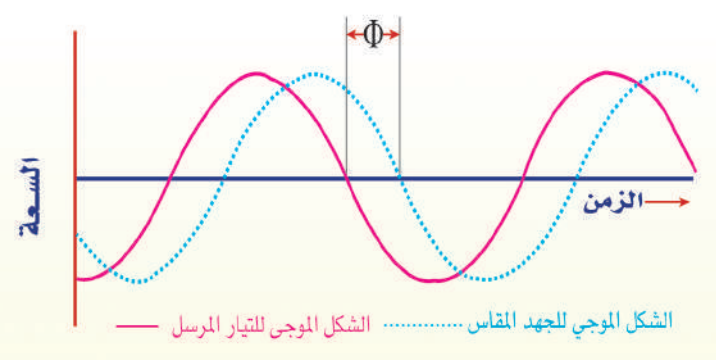
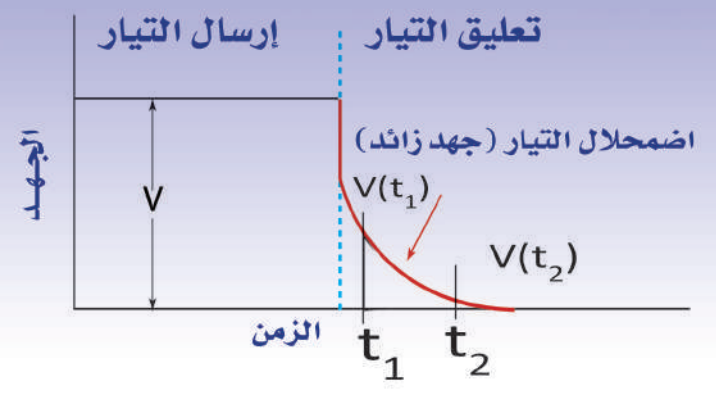
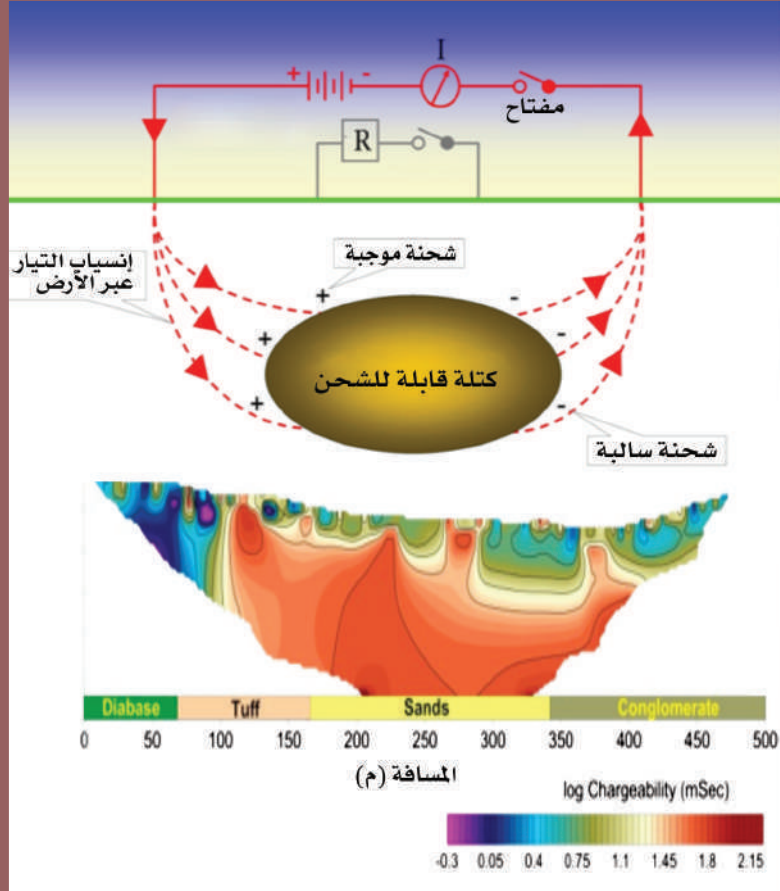


صنف ما يلي على احتمال أن تكون ذات مقاوميات أكبر أو أقل من 100 أوم.م؟
الطين، خام الجالينا الكتلي، والبيريت المتناثر، والرمال الساحلية تحت مستوى
سطح البحر، والحصى النظيف تحت منسوب المياه، والصخر الزيتي، والرمل
الجاف، وخام السفاليريت، والجرانيت.

12

أكبر من 100 أوم.م؛ البيريت المتناثر، والحصى النظيف، والرمل الجاف، وخام
السفاليريت، والجرانيت.
أقل من 100 أوم.م: الطين، وخام الجالينا الكتلي، والرمال الساحلية، والصخر
الزيتي.





الفصل الثاني

الطرق الكهروكيميائية Electrochemical Methods

مقدمة

من أقدم الطرق الجيوفيزيائية وأوسعها انتشاراً في الماضي طريقتا الاستقطاب المستحث من الجهد الذاتي (IP) Induced polarization والجهد الذاتي (SP) Self potential. الاستقطاب المستحث طريقة نشطة استعملت لأول مرة في أواخر الأربعينات من القرن الماضي، وبالرغم من قدمها إلا أنها مازالت تستخدم على نطاق واسع في البحث عن خامات الكبريتيدات المتناثرة Disseminated sulfide ores، لأنها الطريقة الوحيدة المستجيبة للتمعدن، وفي البحث عن المياه الجوفية، إلى حد ما. في هذه الطريقة يتم إرسال تيار كهربائي داخل الأرض

بين قطبين غير قابلين للاستقطاب. عندما يتم إيقاف التيار فجأة، ينخفض الجهد بسرعة إلى قيمة متبقية صغيرة، ثم يتحلل ببطء أكثر. يُعرف معدل الانحلال بتأثير الاستقطاب المستحث (IP) Induced polarization (IP)، يتيح (IP) تقدير توزيع المقاومة، وأيضاً تقدير توزيع الشحن تحت الأرض عن بُعد باستخدام البيانات الكهرومغناطيسية (EM). ومع ذلك، فإن تأثير (IP) لا يعتمد على المقاومة وقابلية الشحن فحسب، بل أن العديد من المعاملات الجيوكهربائية الأخرى تعتمد على بيانات (IP) أيضاً. عادةً ما يعتمد التحليل الشامل لظواهر (IP) على نماذج ذات توزيع موصلية معقد تعتمد على التردد. أحد أكثر النماذج شيوعاً هو نموذج استرخاء كول كول (Cole-Cole Relaxation, 1941).

تعتبر طريقة (SP) Self potential من أرخص الطرق الجيوفيزيائية، وهي طريقة غير نشطة، يتم فيها قياس الجهد الذاتي دون إمرار تيار كهربائي في الأرض، وهي الطريقة الوحيدة بين الطرق الكهربائية التي لا تستخدم تياراً اصطناعياً يرسل داخل الأرض، تستند هذه الطريقة على قياس فرق الجهد الذي ينشأ طبيعياً وتلقائياً داخل طبقات الأرض بسبب التفاعلات الكهروكيميائية في الصخور والخامات المطمورة. هذه الطريقة فاعلة في الكشف عن الترسبات الفلزية، مثل؛ خام الحديد وخامات الكبريتيدات الكتلية Massive sulfide ores والبايريت. تنشأ الـ (SP) عن ثلاثة مصادر مختلفة؛ مصادر الكهروحرارية، وتتجم عن تسرب المياه عبر السدود، ومصادر الكهروكيميائية وترتبط بالتناقضات الكيميائية في باطن الأرض، ومصادر القوى الكهروحرارية الناتجة عن التباين الحراري في باطن الأرض.

تعتمد طريقة الجهد الذاتي بشكل كبير على وجود اختلافات في النشاطات الكيميائية للأرض. ينقسم الجهد الذاتي المسجل في الأرض إلى قسمين: الجهد المتبقي Residual: وهو جهد ينشأ بسبب وجود محاليل تختلف في درجة تركيزها، عند حدوث اتصال لأحدهما مع الآخر أو مع الأرض الذي تسري فيها، أو أنها تتصل مع محاليل ترتفع بالخاصية الشعرية. والنوع الثاني يسمى بجهد التمعدين Mineralization، وقد ساد الاعتقاد بأن هذا الجهد ينتج من حدوث أكسدة على السطح العلوي للجسم الفلزي القريب من سطح الأرض.

1.2 طريقة الجهد الذاتي Self Potential (SP) Method

- إن تقنية الجهد الذاتي (SP) هي طريقة جيوفيزيائية كهربية سلبية، تعتمد على قياس الجهد الكهربائي التلقائي أو الطبيعي المطورة في الأرض بسبب:
- التفاعلات الكهروكيميائية بين المعادن والسوائل تحت السطح.
 - العمليات الكهروحرارية الناتجة عن تدفق السوائل الأيونية.

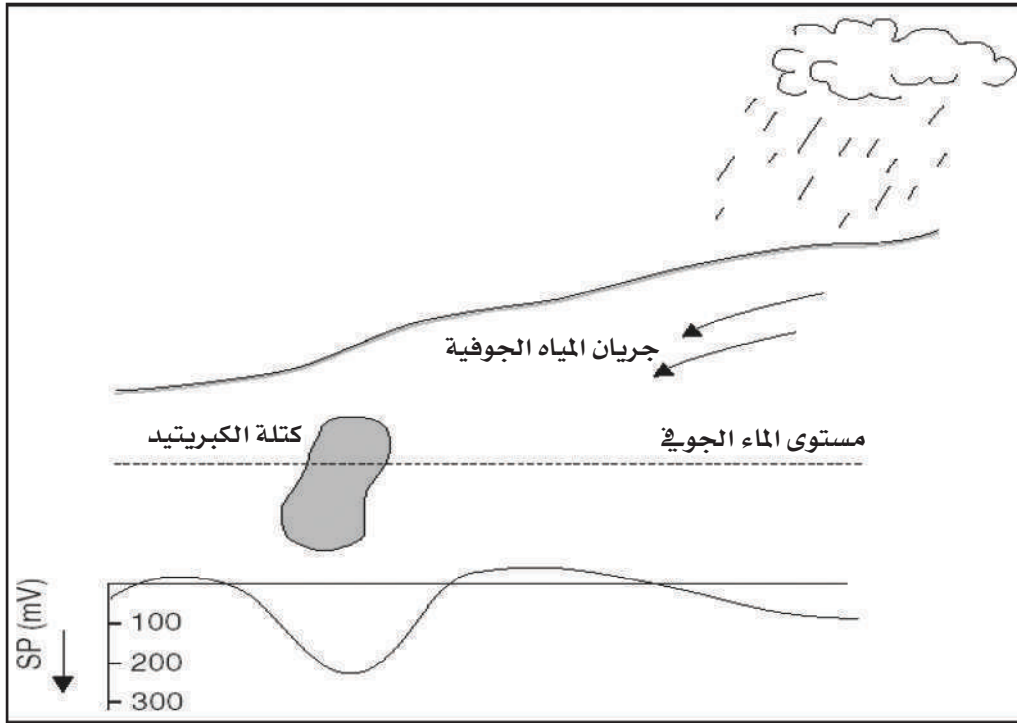
1.1.2 آلية الجهد الذاتي Self Potential

تتضمن طريقة الجهد الذاتي قياسات على السطح للجهود الكهربية الناشئة في الأرض دون استخدام مجالات كهربية خارجية. حين تتلامس أجزاء مختلفة من كتلة خام ما مع محاليل ذات تركيب كيميائي مختلف، تحدث هناك تفاعلات كيميائية تتسبب في ضغوط مختلفة للمحلول على مناطق التلامس المناظرة. والاختلاف في ضغط المحلول يسبب اختلافًا في الجهد مما يسبب سريان التيار في الأرض.

إن شاذات الجهد المقاسة تكون دائماً سالبةً فوق كتلة من الكبريتيد أو الجرافيت. تعزو النظريات الشاذة في الكبريتيدات إلى أكسدة جزء الكتلة الذي يخترق المنطقة الواقعة فوق منسوب الماء الجوفي. وجود أحماض مثل حمض الكبريتيك وتعادل هذا الحمض يكون أملاً لها جهد اتزان يسبب سريان التيار خلال الكبريتيد إلى المحاليل الموجودة أسفله، والتي لها جهد مخالف. يبين (الشكل 1.2) إحدى النظريات الأساسية في تفسير الجهد الذاتي المقاس، حيث تفترض أنه في وجود خام جيد التوصيل، فإنه يحمل التيار من المحاليل الكهربية المؤكسدة فوق منسوب الماء الجوفي إلى مختزلات موجودة أسفله دون أن تتأكسد. عند قياس هذا الجهد فإنه يظهر بقيمة سالبة. مع ذلك قد يكون هناك تيارات كهربية متدفقة في القشرة الأرضية، قد تحدث اختلافات في الجهد يصعب أحياناً فصلها عن الجهود الكهروكيميائية.



تكون شاذات الجهد الذاتي في الغالب في حدود مئات من المليفولت، ويمكن تحديدها بواسطة أقطاب مسامية غير قابلة للاستقطاب، متصلة بالنهايات المناظرة لجهاز قياس الجهد، (مقياس المليفولت)، ويتم قياس الجهد على المقاطع بواسطة أزواج من مثل هذه الأقطاب مع حفظ المسافة البينية منتظمة، والتي عادة ما تكون 5 أو 10 م. بمثل هذا الترتيب فإن درجة الممال Gradient عادة ما ترسم في خريطة أفضل من الفروق الحقيقية في الجهد. تحدد أحياناً خطوط تساوي الجهد بحفظ أحد الأقطاب في مكان ثابت، وإيجاد الخط على السطح الذي عنده لا يلاحظ أي فرق في الجهد بينه وبين أي قطب آخر متحرك. مثل هذا المسح بطريقة الجهد الذاتي يمكن الاستفادة منه في تحديد كتل خامات الكبريتيدات على أعماق ضحلة.



الشكل 1.2: مقياس الجهد الذاتي ذي القيم السالبة فوق خام من الكبريتيد
(Sato and Mooney, 1960)

2.1.2 أصل الجهد الذاتي

يمكن تقسيم الجهد التلقائي أو الذاتي إلى أربعة أنواع:

- الجهد الكهروحرركي (جهد التدفق) Streaming potential
- الجهد الكهروحراري Electrothermal potential
- الجهد الكهروكيميائي أو جهد الانتشار Diffusion potential
- الجهد المعدني/التمعدن Mineralization potential

الجهد الكهروحرركي (جهد التدفق) Streaming Potential

ينشأ هذا الجهد نتيجة مرور سوائل ذات خواص كهربائية مختلفة خلال الصخور المسامية. يتدفق السائل المنحل بالكهرباء عبر وسط شعري أو وسط مسامي فيولد جهداً على طول مسار التدفق. يتم استدعاء الجهد بدلاً من ذلك على أنه ترشيح كهربائي أو كهروميكانيكي أو جهد تدفق. ويعتقد أن هذا التأثير ناتج عن اقتران كهروحرركي بين أيونات السوائل وجدران المسامات الشعرية. يتم إعطاء الجهد الكهروحرركي (E_K) المتولد بين طرفي مرور الشعيرات أو الوسط المسامي بواسطة :

$$E_K = \frac{\epsilon \rho C_E \delta P}{4\pi\eta}$$

ρ المقاومة الكهربائية لسائل المسام.

E_K الجهد الكهروحرركي الناتج من تدفق الإلكتروليت عبر وسط مسامي.

ϵ ثابت العزل الكهربائي لسائل القطب.

η لزوجة سائل المسام

δP فرق الضغط

C_E معامل اقتران الترشيح الكهربائي.

إذا انخفض حجم الحبيبات، إزداد معامل الترشيح (C)، وإذا انخفضت درجة الحرارة،

إنخفض معامل (C). إذا انخفضت اللزوجة إزدادت قيمة الترشيح (C).



Electrothermal Potential الجهد الكهرو حراري

- سيظهر ممال الجهد عبر عينة صخرية مع الحفاظ على ممال درجة الحرارة عبر عينة الصخور. يُعرّف معامل اقتران الكهروحرارية (TEC) على أنه:

$$TEC = \Delta V / \Delta T \quad \text{نسبة فرق الجهد إلى فرق درجة الحرارة}$$

- تختلف قيم TEC للصخور من 0.09 - إلى + 1.36 mV/°C بمتوسط ~ 0.27 mV/°C

(SP) المتولدة من جهد (TEC) هي ذات سعة أصغر مما تُرى في المناطق الحرارية الأرضية.

- المناطق الأكثر تركيزاً ذات درجة حرارة مرتفعة عند عمق ضحل، كالسوائل الحرارية في مناطق التصدع، يمكن أن تؤدي إلى شاذات ذات سعة أكبر. يبدو أن حدود الانحرافات الشاذة التي تم قياسها في العديد من مناطق الطاقة الحرارية الأرضية مرتبطة بمناطق ذات تدفق حراري شاذ معروف.

الجهد الكهروكيميائي أو جهد الانتشار Diffusion Potential

وهو جهد ينشأ من انتشار السوائل بين وسطين موصلين للكهرباء، نتيجة وجود اختلاف في تركيز الأملاح بينهما. يتفاوت تركيز الأيونات في الأرض محلياً، وتوجد اختلافات في الجهد بسبب الاختلاف في حركة الأنيونات والكاتيونات في محاليل بتركيزات مختلفة تسمى نقطة اتصال السائل أو جهد الانتشار. لكي تشرح هذه الآلية استمرار حدوث مثل هذا الجهد يلزم وجود مصدر قادر على الحفاظ على الاختلافات في تركيز التحليل الكهربائي، وإلا فإن اختلاف التركيزات ستختفي بمرور الوقت عن طريق الانتشار. يتم توليد جهد كهربائي أيضاً عند غمر قطبين كهربائيين متطابقين في محاليل بتركيزات مختلفة، يُسمى جهد نيرنست .Nernst potential

- الانتشار Diffusion + جهد نيرنست = الجهد الذاتي الكهروكيميائي أو الساكن. أحد أكثر الأيونات الطبيعية شيوعاً هو كلوريد الصوديوم. بالنسبة لمحاليل

كلوريد الصوديوم ذات التركيز المختلف (C_2 ، C_1) ولكن عند درجة الحرارة نفسها، T (درجة مئوية) يتم إعطاء سعة الجهد الكهروكيميائي (E_c) بواسطة $C_1 : C_2 = 5 : 1$

معادلة الجهد الكهروكيميائي (جهد الانتشار) Diffusion potential

$$E_d = \frac{RT(I_a - I_c)}{nF(I_a + I_c)} \ln (C_1/C_2)$$

E_d جهد الانتشار

I_a , I_c حركية الأنيونات ($ve+$) والكاتيونات ($ve-$)

R الثابت العام للغاز ($8.314 \text{ JK}^{-1} \text{ mol}^{-1}$)

T درجة الحرارة المطلقة (K)

n هو التكافؤ الأيوني

F ثابت فارادي (96487 C mol^{-1})

C_1 , C_2 تركيزات المحلول

جهد نيرنست Nernst Potential

$$E_N = - (RT / nF) \ln (C_1 / C_2)$$

عندما يكون $I_a = I_c$ في معادلة جهد الانتشار Diffusion potential

جهد التمدن Mineralization Potential

- هو الأكثر أهمية في التقيب عن المعادن المرتبطة بأجسام ضخمة من الكبريتيدات. يمكن ملاحظة التشوهات السلبية (-) الكبيرة ($100- 1000 \text{ mV}$) SP خاصة على رواسب

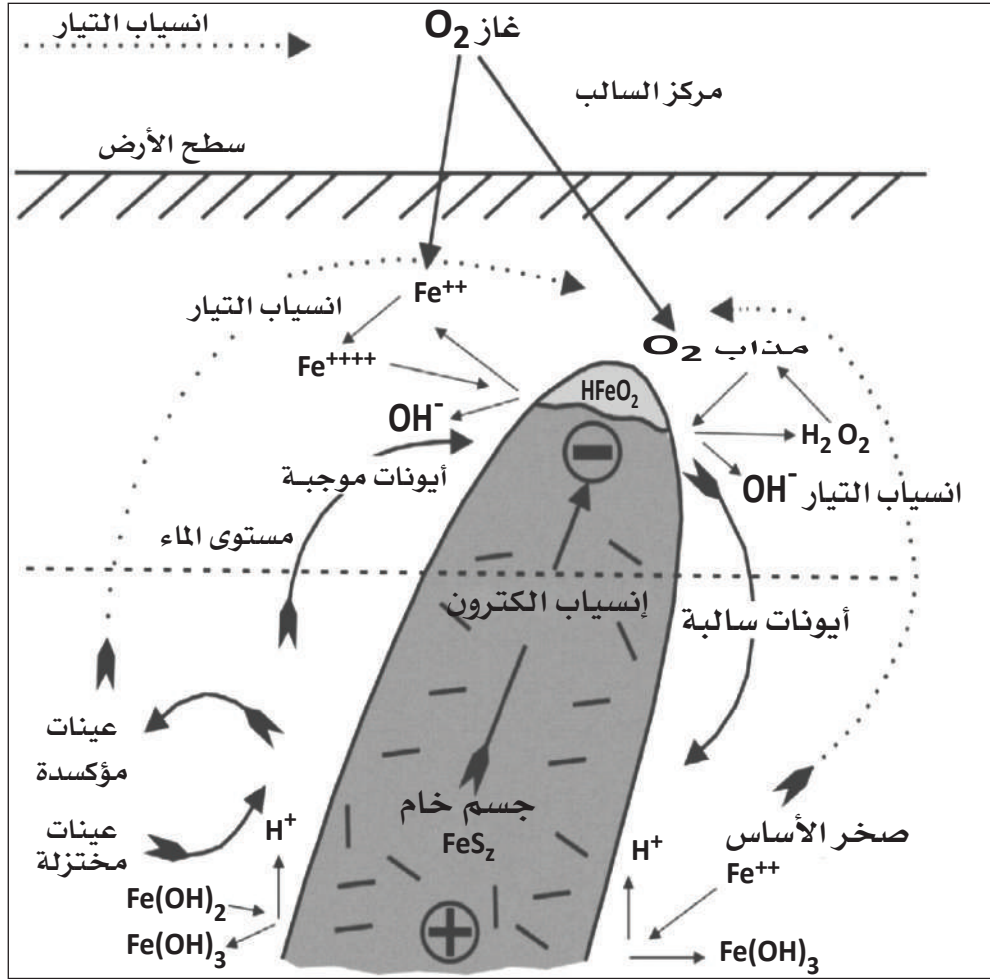


البيريت، والكالكوباييريت، والبايروتيت، والماجنتيت، والجرافيت (Pyrite, Chalcopyrite, Pyrrhotite, Magnetite, and Graphite). يكون الجهد سالباً بشكل ثابت تقريباً على الجزء العلوي من الرواسب، وهي مستقرة تماماً مع الوقت. ينشأ جهد التمدن من فرق الجهد عندما يتصرف الخام الفلزي مثل الكبريتيدات والجرافيت الموجود في طبقات الأرض كبطارية جلفانية طبيعية لها طرف موجب وآخر سالب. ويحدث هذا عندما يقع جزء من الخام الفلزي فوق مستوى المياه الجوفية، وبالتالي يتأكسد سطحه بفقد إلكترونات (مكوناً أيونات موجبة الشحنة)، في حين يقع جزؤه الآخر تحت مستوى المياه الجوفية، فيتعرض سطحه للاختزال (مكوناً أيونات سالبة الشحنة)، يؤدي هذا إلى سريان التيار الكهربائي من طرف الخام الفلزي إلى الطرف الآخر نتيجة حركة هذه الأيونات داخل جسم الخام لكونه موصلاً جيداً للكهرباء. يحمل تيار من المحاليل الكهربائية المؤكسدة فوق منسوب الماء الجوفي إلى مختزلات موجودة أسفلها نتيجة حركة الإلكترونات الحرة داخل جسم الفلز، فيسري التيار الكهربائي مكوناً شاذة الجهد المقاسة فوق كتلة من الكبريتيد أو الجرافيت، والتي تكون دائماً سالبة. ولكن هذا التفسير يفشل في تفسير التالي:

- الشاذة التي تمثل الخام الفلزي عندما يكون مغموراً كلية تحت سطح الماء الجوفي.
- لماذا تمنع طبقة الطين تكوين الجهد الذاتي للخام الفلزي عندما تغطيه أو تملؤه
- كيفية تكوين الجهد الذاتي فوق المعادن رديئة التوصيل الكهربائي

يوضح (الشكل 2.2) الآلية الكهروكيميائية المقترحة لتفاعلات جهد التمدن. هذه الآلية المقترحة ذات مشكلتين :

- يجب أن يكون جسم الخام موصلاً إلكترونياً عالي التوصيلية. ويبدو أن هذا يستثني السفاليريت Sphalerite (كبريتيد الزنك Zinc sulfide) الذي يتميز بموصلية منخفضة.
- يجب أن يكون جسم الخام مستمراً كهربائياً بين منطقة التأكسد ومنطقة الاختزال. في حين أن التلامس مع منسوب المياه لن يكون هو الاحتمال الوحيد إلا أنه يبدو مناسباً.



الشكل 2.2 : يشرح الآلية الكهروكيميائية المقترحة للجهد الذاتي
(Sato and Mooney, 1960)



3.1.2 تطبيقات الجهد الذاتي

مميزات طريقة الجهد الذاتي

- ✓ سهولة المسح الميداني.
- ✓ رخيصة جداً.
- ✓ تسمح برسم خرائط وصفية (نوعية) سريعة للمنحدرات والأنفاق.
- ✓ تسمح بمعالجة البيانات حتى لو كانت قليلة أو معدومة.
- ✓ الطريقة الجيوفيزيائية الوحيدة التي يمكنها تحديد اتجاه التدفق للمياه.

عيوب طريقة الجهد الذاتي

- ✓ حساسة جداً للضوضاء.
- ✓ الجوانب الفيزيائية لازالت غير مفهومة بشكل جيد.
- ✓ التفسير الكمي مازال يحتاج إلى تنمية وتطوير .
- ✓ التفسير الوصفي (النوعي) يقتصر على التراكيب البسيطة.

تفسير بيانات الجهد الذاتي

- يعتمد عمق التحقق على حجم الجسم الفلزّي وعمق منسوب المياه. أما جهد التمعدن، بشكل عام، ضحل وأقل من 30 متراً.
- التفسير الوصفي (النوعي) يتم بشكل رئيس (الملف العرضي، الخريطة).
- التفسير الكمي يتم باستخدام الترتيبات ثنائية القطب للجسم المستقطب (مماثل للتفسير المغناطيسي).

تطبيقات طريقة الجهد الذاتي

- استكشاف الرواسب الفلزية، وخاصة الكبريتيدية.
- الكشف عن اتجاه تدفق المياه الجوفية.
- مراقبة السدود وسلامة الخزانات المائية.
- كشف التسربات في السدود الترابية والخزانات.
- التنقيب عن تحركات المياه والأبخرة في مناطق الطاقة الحرارية الأرضية لتحديد مواقع الصدوع والكسور.
- رسم خرائط مناطق الاحتراق لحرائق مناجم الفحم.
- مراقبة المناطق ذات درجات الحرارة العالية.



2-2 طريقة الاستقطاب المستحث (IP) Induced Polarization Method

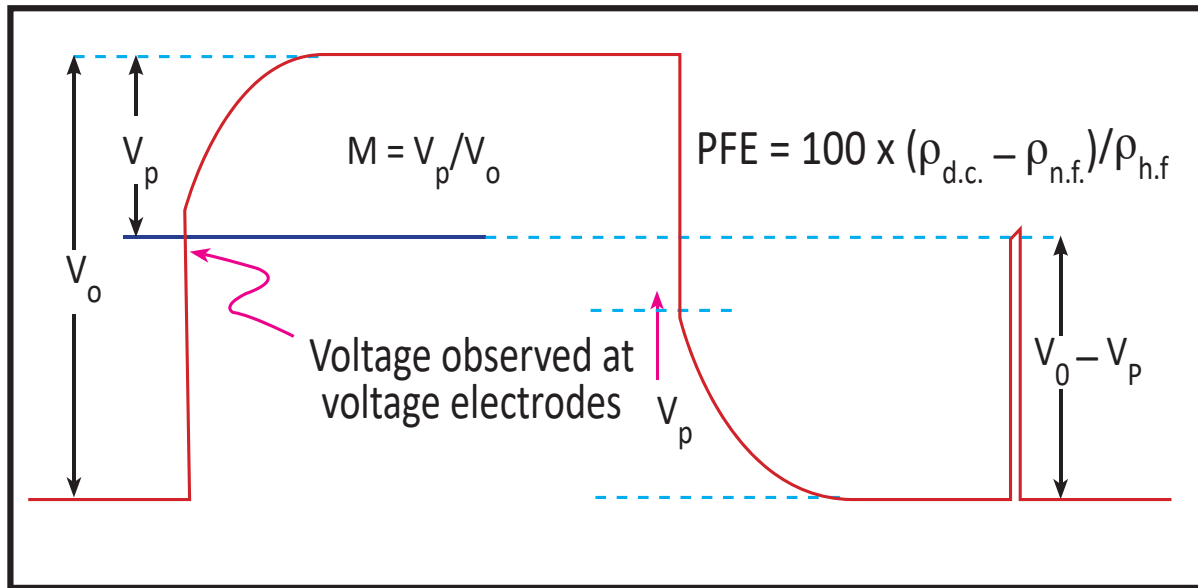
1.2.2 ميكانيكية الاستقطاب المستحث

الاستقطاب المستحث (IP) هو طريقة جيوفيزيائية تستخدم على نطاق واسع في التنقيب عن المعادن وفي عمليات التعدين. مسح (IP) مشابه جداً للتصوير المقطعي بالمقاومية الكهربائية (ERT). غالباً ما يتم تطبيق أساليب المقاومة والاستقطاب المستحث على سطح الأرض باستخدام مواقع متعددة من أربعة أقطاب كهربائية. في مسح الاستقطاب المستحث (IP)، بالإضافة إلى قياس المقاومة، يتم تحديد خصائص المواد الجوفية أيضاً. نتيجة لذلك توفر استطلاعات (IP) معلومات إضافية حول التباين المكاني في علم الصخور وكيمياء سطح الحبيبات. تعد طريقة (IP) واحدة من أكثر التقنيات المستخدمة على نطاق واسع في التنقيب عن المعادن وصناعة التعدين، ولها تطبيقات أخرى في المسوحات الهيدروجيوفيزيائية والتحقيقات البيئية ومشاريع الهندسة الجيوتقنية.

عندما يمر التيار خلال المكونات تحت السطحية، يحدث تبادل لأيونات عند سطح التلامس بين الفلزات والإلكترونيات الذائبة في المائع الذي يملأ الفراغات المسامية بين الحبيبات، ليؤدي هذا التبادل الكهروكيميائي إلى سريان تيار من خلال المواد. عندما يتوقف التيار الخارجي المسلط، تتبدد الجهود الكهروكيميائية عند أسطح الحبيبات الفلزية، ولكن ليس لحظياً. من الممكن قياس الجهود المتضائلة لزمن ما بعد قطع التيار. يلاحظ أن الجهد يتغير مقابل الزمن. النسبة بين سعة الجهد الإضافي بعد توقف التيار مباشرة إلى تلك قبل التوقف تعطي قياس التركيز للمعادن الفلزية، خاصة في المواد التي يسري خلالها التيار.

يبين (الشكل 3.2) أنه عندما يتم قطع تيار ثابت مار في الأرض فجأة، فإن الجهد (V_0) بين قطبين موضوعين على الأرض يهبط فجأة إلى جهد مستقطب (V_p) منخفض ويضمحل بعد ذلك إلى قيمة مقارنة للصفر. بالمثل، عندما يتم تطبيق تيار في الأرض، فإن الجهد المقاس يزداد بسرعة، وبعد ذلك يقترب من (V_0). قابلية الشحن Chargeability تعرف رسمياً على

أنها جهد الاستقطاب الناشئ عبر وحدة مكعب والذي يتولد بواسطة وحدة التيار. قابلية الشحن الظاهرية لكتلة صخرية تعرف على أساس الموجة المربعة المبينة (بالشكل 3.2)، على أنها النسبة بين (V_p إلى V_o)، وحيث أنه يتم التعامل مع أرقام صغيرة، فإن هذه النسبة يتم ضربها في مقدار 1000، وبالتالي يتم ذكرها بالملي فولت لكل فولت. نسبة (V_p إلى V_o) لا يمكن قياسها مباشرة، حيث أن الجهد العابر للإضاءة يكون سائداً في العُشر الأول من الثانية بعد قطع التيار. عند مرور تيار متردد إلى الأرض فإن الجهد الإضافي المتولد على السطح الفلزي يتناقص مع زيادة التردد، حيث زيادة هذا الجهد الإضافي يتطلب زمناً أطول من الفترة بين التغيرات في اتجاه التيار المسلط. جهد الاستقطاب المستحث عند ترددين مختلفين، وكذلك للتيار المتردد إلى تلك للتيار المستمر، تتناسب مع تركيز المعادن الفلزية على طول المسار للتيار. وبناءً على ذلك يتم استخدام طريقة الاستقطاب المستحث في البحث عن المعادن الفلزية وبصفة خاصة الكبريتيدات.



الشكل 3.2 : يوضح ظاهرة الاستقطاب واستجابة الأرض لموجة مربعة (Glaser, 2007)



2.2.2 طرق قياس الاستقطاب المستحث

إن الأساليب الفنية التي تستخدم في الحقل لقياس الاستقطاب المستحث تشبه في أوجه كثيرة تلك المستعملة لقياسات المقاومة. يدخل التيار إلى الأرض من قطبين، ويقاس الجهد عبر القطبين الآخرين بعد وقف التيار. غالباً، يُحفظ بالشكل الهندسي لتشكيل القطب منتظماً في الاستطلاع الرأسي، في حين يتغير الوضع جانبياً على طول مقطع ما. التيار الذي يدخل الأرض يكون على هيئة نبضات، يتشكل غالباً كموجات مربعة. قد يكون التيار ذا تردد منخفض (1Hz)، وفي هذه الحالة يتم مقارنة البيانات عند ترددات متنوعة.

تتضمن الأساليب الفنية ذات النبضتين انقطاعاً فجائياً فردياً لتيار مستمر يسري من خلال الأرض، مع قياس لاحق لخصائص تضاؤله. يسري التيار بقوة لمدة تتراوح من 1 إلى 5 دقائق قبل أن ينقطع، وتقاس بدقة مدة دوام النبضة. يُقرأ الجهد العابر على فترات بينية متقاربة بعد انتهاء التيار عندما لا يسجل في صورة مستمرة. تستعمل أي وسيلة اعتيادية لقياس المساحة تحت المنحنى الممثل للجهد مقابل الزمن لتحديد الجهد الإضافي الذي حدث أثناء سريان التيار. في بعض الأحيان تستعمل عناصر تكامل خاصة لتعطي قراءة مباشرة للمساحة.

توجد طريقة أخرى تختلف نوعاً ما، وفيها تستعمل سلسلة من النبضات المتكررة على فترات قصيرة ومنتظمة. ربما لا يكون شكل الإشارة مشابهاً تماماً له في ترتيب النبضة الواحدة ما لم تكن الفترة بين النبضات المكررة كبيرة. ذلك أن الإشارة المتضائلة من القطع لنبضة واحدة ربما يضاف على الإشارة المناظرة من النبضة أو النبضات التالية، تعتمد كمية الإضافة على ثابت الزمن. في أي حال، يؤخذ متوسط الجهد المرصود أثناء الفترة بين النبضات، ويستعمل في التفسير. تصمم طريقة التردد المتغير لقياس تغيرات المقاومة الظاهرية عندما يتغير التردد. الاستقطاب الذي يصاد هبوط الجهد المسلط الخارجي يكون له التأثير نفسه مثل مقاومة ما تتصل على التوالي مع المقاومة الفعلية للتكوينات، باستثناء تغير هذا التأثير مع التردد. الصخور التي لا تحتوي على فلزات، لها قدرة على تصعيد الاستقطاب المستحث، وسيكون هناك تناقص صغير جداً في المقاومة مع زيادة التردد، عادة أقل من 1%. لكن حيثما يوجد استقطاب مستحث سوف يكون تناقص في

المقاومية أكبر، في بعض الأحيان يتراوح التناقص بين 10 إلى 20 % عند زيادة التردد 10 أضعاف. النسبة المئوية (ρ) للتناقص في المقاومة يعبر عنها بالمعادلة التالية:

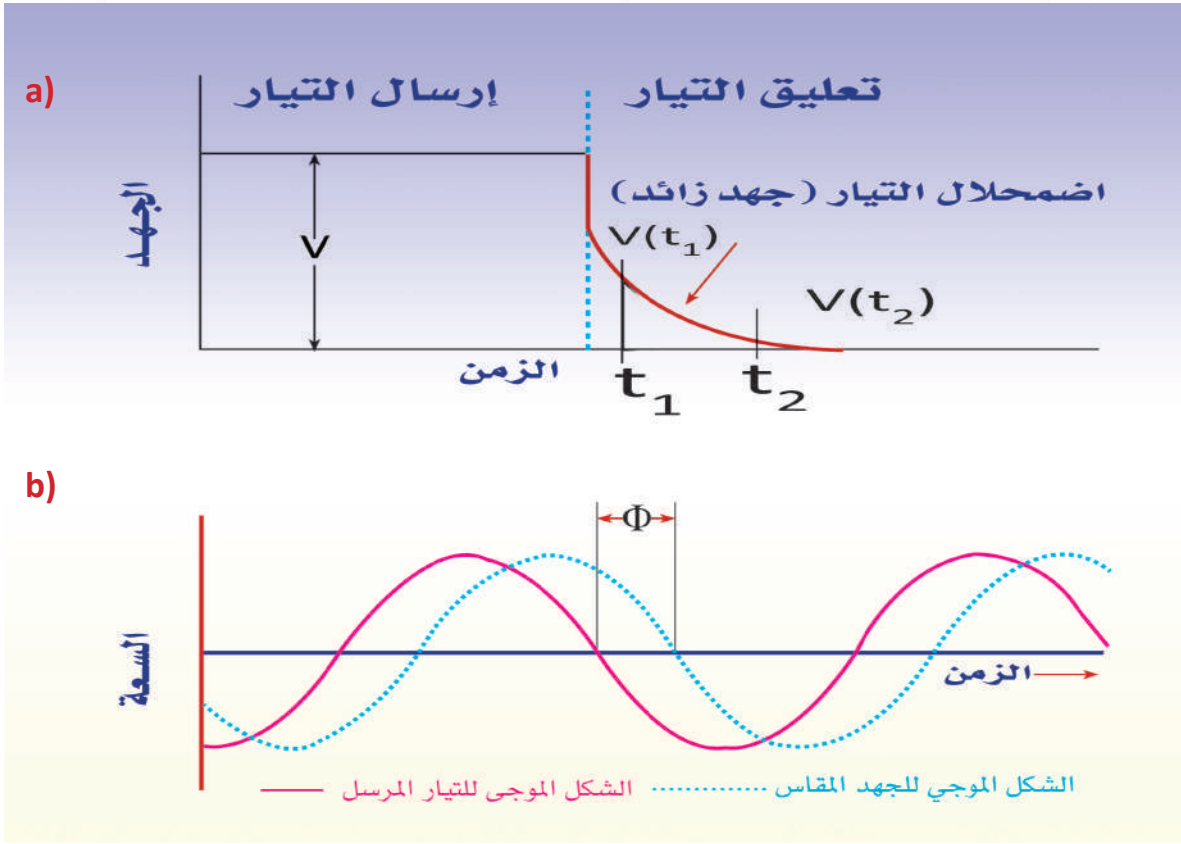
$$\rho = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\sqrt{\rho_2 \rho_1}} \times 100$$

حيث ρ_2 هي المقاومة التي تقاس عند تردد ما، ρ_1 هي المقاومة عند تردد آخر أكبر من التردد الأول بـ 10 أضعاف. لذلك نجد أن الصخور التي تحتوي على كبريتيدات مركزة تعطي قيمة للمقاومية ρ أكبر من 10 ، أما الصخور التي تحتوي على أثر لتمعدن كبريتيدي فتعطي قيمة للمقاومية تتراوح من 2 إلى 5، والصخور الرملية تعطي من 1 إلى 3، البازلت من 1 إلى 2، والجرانيت من 0.1 إلى 0.5 .

3.2.2 تأثيرات الاستقطاب المستحث IP

تُعرف دراسة فرق الجهد المتحلل كدالة للوقت بدراسة الاستقطاب المستحث (IP) في النطاق الزمني Time-domain (الشكل 4-2 a). في هذه الطريقة يبحث الجيوفيزيائي عن أجزاء من الأرض حيث يتم الحفاظ على تدفق التيار لفترة قصيرة بعد إنهاء التيار المطبق. أسلوب آخر هو دراسة تأثير التيارات المتناوبة على القيمة المقاسة للمقاومية، والتي تسمى الاستقطاب المستحث (IP) في «نطاق التردد» Frequency-domain (الشكل 4.2 b). في هذه الطريقة، يحاول الجيوفيزيائي تحديد أجزاء من الأرض حيث تقل المقاومة كلما زاد تردد التيار المطبق.

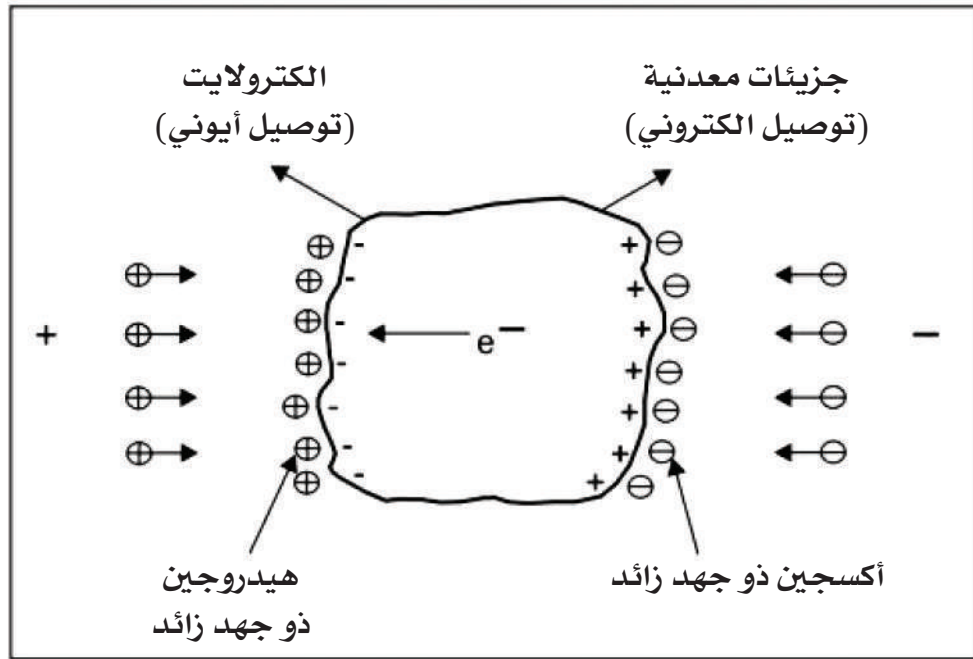




الشكل 4.2: يوضح اضمحلال الجهد كدالة للوقت بعد إيقاف التيار في النطاق الزمني (a) وفي النطاق الترددي (b). (Glaser, 2007)

عند تطبيق جهد خارجي عبر الحد الفاصل، يتدفق التيار وينخفض الجهد عبر الحد الفاصل ويفقد من قيمته الأولية. يسمى التغير في جهد الحد الفاصل بإمكانية «الجهد الزائد» Overvoltage أو «الاستقطاب» للإلكترود. ينتج الجهد الزائد عن تراكم الأيونات على جانب الإلكتروليت من الحد الفاصل في انتظار التخلص منها. عادةً ما يكون ثابت الوقت للتراكم والانحلال عدة أعشار من الثانية. لذلك يتم تحديد الجهد الزائد كلما تسبب التيار في التدفق عبر حد فاصل بين التوصيل الأيوني والإلكتروني. في الصخور العادية، فإن التيار الذي يتدفق تحت تأثير (emf) المطبق يفعل ذلك عن طريق التوصيل الأيوني في الإلكتروليت في مسام الصخر. ومع ذلك، هناك معادن معينة لها مقياس للتوصيل الإلكتروني

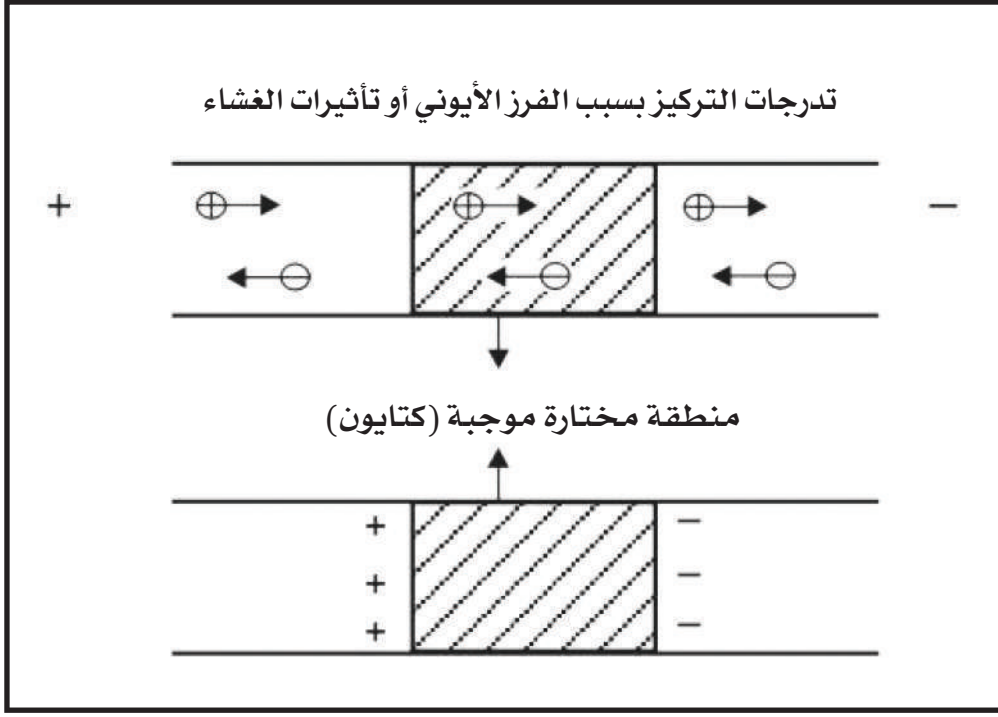
(جميع الكبريتيدات الفلزية تقريباً- باستثناء السفاليريت- كالبيريت، وبعض أنواع الفحم، والجرافيت، والماجنتيت والبيرولووزيت، والفلزات الأصلية وبعض الزرنيخيدات وبعض المعادن الأخرى ذات البريق الفلزي). (الشكل 5.2) عبارة عن عرض مبسط لكيفية تشكيل الجهد الزائد على جسيم موصل إلكتروني في إلكترولايت تحت تأثير التدفق الحالي.



الشكل 5.2: الجهد الزائد على جسيم فلزي في الإلكتروللايت. (Seigel, 1970)

أهم مصادر (IP) غير الفلزية في الصخور هي أنواع معينة من المعادن الطينية. ويعتقد أن هذه التأثيرات مرتبطة بالدليزة الكهربائية لجزيئات الطين. هذا هو نوع واحد فقط من الظواهر التي يمكن أن تسبب «الفرز الأيوني» أو «تأثيرات الغشاء». يوضح (الشكل 6.2) منطقة غشاء انتقائي كاتيوني تزداد فيها حركة الكاتيون بالنسبة إلى الأنيون، مما يتسبب في ممالات التركيز الأيوني، وبالتالي الاستقطاب.





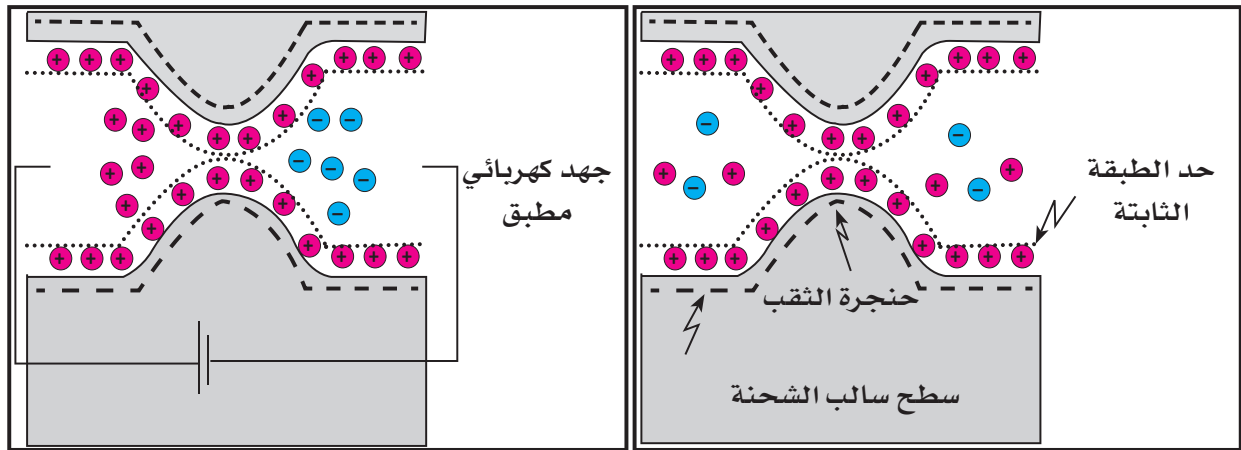
الشكل 6.2 : عامل الاستقطاب المستحث غير الفلزي (Seigel, 1970)

4.2.2 مصادر الاستقطاب المستحث (Sources of IP Effects)

1. استقطاب الغشاء Membrane Polarization

يحدث استقطاب الغشاء عندما تضيق مساحة المسام. ولأن الشحنات الأيونية لا يمكن إجبارها على العبور خلال الحلقوم المسامي، فإنها تتراكم على كلا الجانبين عند تطبيق مجال كهربائي؛ فتتراكم شحنات موجبة على جانب واحد من مسام الحلقوم وتتراكم شحنات سالبة على الجانب الآخر. يتوقف تراكم الشحنات في النهاية لأن المجالات الكهربائية من الشحنات المسدودة تصبح كبيرة بدرجة كافية، بحيث تمنع أيونات أخرى من نفس الإشارة من الانضمام إلى المجموعة. يولد صافي الفصل بين الشحنات الموجبة والسالبة عبر مساحات

المسام الضيقة مجموعة من لحظات ثنائي القطب الكهربائي، والتي تعتبر مسؤولة في النهاية عن الجهد المقاس في مسح الاستقطاب المستحث. (الشكل 7.2)

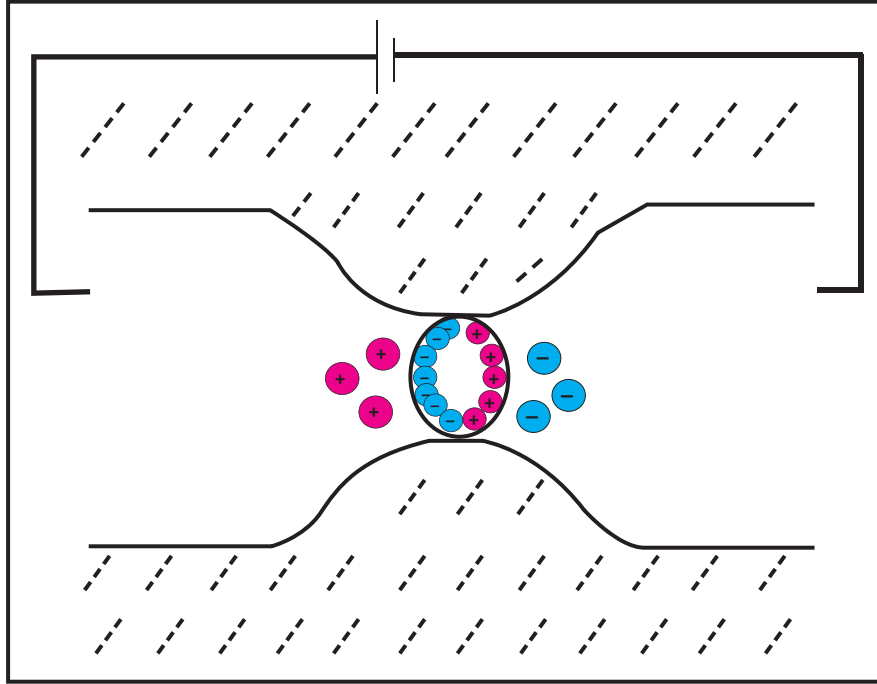


الشكل 7.2 : يوضح استقطاب الغشاء (Ward, 1990)

2. استقطاب القطب Electrode Polarization

يحدث استقطاب القطب عندما يتم حظر مساحة المسام بواسطة جزيئات فلزية. عندما يتم تطبيق مجال كهربائي، تصبح الجسيمات الفلزية مشحونة كهربائياً وتجذب الأيونات القريبة. يشكل تجاذب الأيونات إلى السطح طبقة أولية من الشحنات الأيونية الثابتة، تليها طبقة ثانوية منتشرة من الشحنات المتعارضة. يُعرف هذا بالطبقة الكهربائية المزدوجة. ينتج عن كل طبقة كهربائية مزدوجة عزم كهربائي ثنائي القطب يساهم في الاستقطاب المستحث داخل الصخر. (الشكل 8.2)





الشكل 8.2 : يوضح استقطاب القطب (Ward, 1990)

العوامل المؤثرة على الاستقطاب المستحث	
Membrane polarization استقطاب الغشاء او الطبقة	Electrode polarization استقطاب القطب
محتوى الطين	تركيز المعادن الفلزية
معادن الطين	نوع ومقاس الحبيبات
المسامية	المسامية
ملوحة السائل	ملوحة السائل
درجة الحرارة	درجة الحرارة

قابلية الشحن chargeability : هي عبارة عن خاصية فيزيائية مرتبطة بالتوصيل. حدد Seigel (1959) «قابلية الشحن» (بالثنائي) على أنها نسبة المنطقة الواقعة تحت منحني الانحلال (بالمليفولت - ثانية) إلى فرق الجهد المقاس قبل إيقاف التيار. عرّف كوماروف وآخرون (1966) «قابلية الاستقطاب» على أنها نسبة فرق الجهد بعد فترة زمنية معينة من إيقاف التيار إلى فرق الجهد قبل إيقاف التيار. يتم التعبير عن الاستقطاب كنسبة مئوية.

تبدأ الشحنات الأيونية داخل مياه المسام الصخرية بالتحرك تحت تأثير مجال كهربائي، مما ينتج عنه تيار كهربائي. ومع ذلك، فإن بعض هذه الأيونات لا تتحرك دون عوائق خلال الصخور، وتبدأ في التراكم عند حدود غير منفذة. يشار عادةً إلى تراكم الشحنات الأيونية على أنه استقطاب مستحث (IP)، حيث يعتبر المسؤول عن توليد لحظات ثنائية القطب داخل الصخر. تُستخدم قابلية الشحن Chargeability لوصف تكوين وقوة الاستقطاب المستحث داخل صخرة تحت تأثير مجال كهربائي.

5.2.2 العوامل المؤثرة على قابلية الشحن Chargeability

تمعدن الكبريتيدات Mineralization of Sulfides

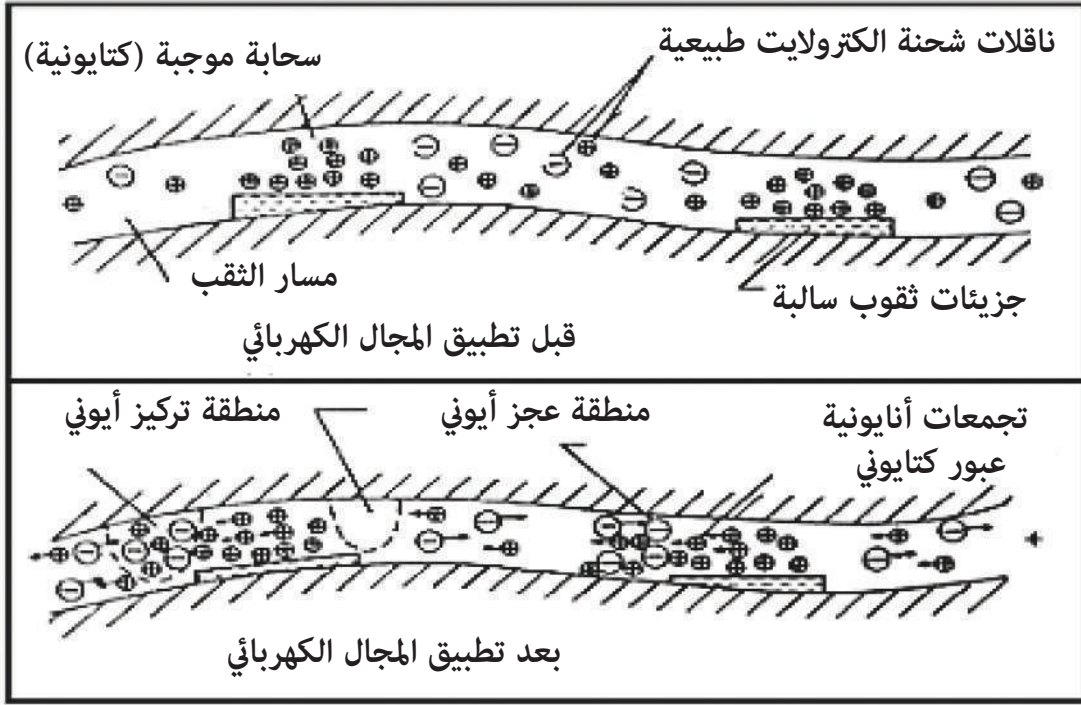
يحدث استقطاب القطب (الإلكترود) عندما يتم حظر المسار المسامي بواسطة جزيئات معدنية فلزية. المصدر الرئيسي لهذه الجسيمات الفلزية هو الكبريتيد الفلزي. مع زيادة وفرة معادن الكبريتيد داخل الصخور، يزداد استقطاب القطب. لذلك، تميل الصخور عالية التمعدن إلى أن تكون باهظة الثمن.

الطين Clay

يميل الطين إلى سد جزئي للمسار الذي تسلكه الأيونات في المياه عبر مسام الصخور. عند تطبيق الجهد الكهربائي، تمر حاملات الشحنة الموجبة بسهولة، في حين تتراكم الحاملات السالبة، ينتج عن هذا استقطاب غشاء «انتقائي للأيونات». يمثل الطين مصدرًا مهمًا



للاستقطاب المستحث في الصخور الرسوبية غير الفلزية. يحدث فائض من كل من الكاتيونات والأيونات في أحد طرفي الغشاء، في حين يحدث النقص في الطرف الآخر. يكون الحد من الحركة أكثر وضوحاً عند الترددات الأبطأ من وقت انتشار الأيونات بين مناطق الغشاء المجاورة؛ أي أبطأ من حوالي 0.1 هرتز. تزيد الموصلية عند الترددات العالية. (الشكل 9.2)



الشكل 9.2: يوضح استقطاب الغشاء في صخور تحتوي على جزيئات طينية (Ward, 1990)

ملوحة المياه في المسام Water Salinity in Pores

يعتمد الاستقطاب المستحث داخل الصخر على وجود آلية لتراكم الشحنات الأيونية. كما أنه يعتمد على ملوحة المياه المسامية، أي تركيز الأيونات داخل هذه المياه. مع زيادة ملوحة المياه المسامية تزداد قدرة الصخور على دعم تراكم الشحنات الأيونية. يؤدي هذا إلى زيادة قابلية الشحن على الصخور.

التعرج Tortuosity

يحدد التعرج والالتفاف طبيعة الاتصال ويزيد من تعقيد شبكة مسام الصخور. مع زيادة تعرج فجوة مسام الصخور، يصبح من الصعب على الشحنات الأيونية التحرك عبر الصخر. ونتيجة لذلك، فإن زيادة وفرة الشحنات الأيونية سوف تتراكم داخل الصخر مع تعرضها لمجال كهربائي. وهكذا ، تزداد قابلية الشحن للصخر ويزداد تعرجها.

6.2.2 قياسات الاستقطاب المستحث IP

يتم قياس تأثيرات الاستقطاب المستحث من خلال العلاقة بين تقنياته الأربع وهي :

- النطاق الزمني Time Domain
- نطاق التردد Frequency Domain (باستخدام الإشارات التوافقية): الاستقطاب المستحث (IP) تقليدي متغير التردد (باستخدام ترددتين أو أكثر (أصغر من 10 Hz))
- نطاق الطور Phase Domain (قياس تأخيرات الطور بين التيار والجهد)
- الاستقطاب المستحث الطيفي (قياس الأطوار والسعات على ترددات 10^{-3} - 4000 Hz)

يتم قياس الاستقطاب المستحث من خلال ثلاثة نطاقات :

1- قياسات النطاق الزمني Time – domain

من خلال قياس قابلية الشحن الظاهرية (Ma)، تزداد قابلية الشحن الظاهرية مع زيادة مدة النبضات (3-5 s). يحتوي الجرافيت على $Ma = 11.2$ ms، في حين يحتوي الماجنتيت على 2.2 ms عند تكامل 1 ثانية.

كما ذكر سابقاً بأن قابلية الشحن Chargeability هي إحدى وحدات قياس الاستقطاب المستحث في النطاق الزمني. قابلية الشحن الحقيقية هي نسبة الجهد الزائد Overvoltage أو الثانوي (Vp) إلى الجهد المرصود (Vo) المطبق عن طريق مصفوفة قطب كهربائي بحيث



$M = V_p / V_o$ ، معبراً عنها كنسبة مئوية أو ميليفولت لكل فولت. هذه الكمية مستقلة عن التأثيرات الطبوغرافية وهندسة القطب، وبالتالي هي مقياس جيد للاستقطاب المستحث. في الواقع، ما يتم قياسه هو قابلية الشحن الظاهرية (Ma) وهي المنطقة (A) أسفل منحني اضمحلال زمن الجهد على مدى فترة زمنية محددة (t_1 إلى t_2)، ويتم تطبيقها بواسطة الجهد الزائد (V_p).

$$M = V_p / V_o \text{ (} m_v / v \text{ or \%)}$$

$$Ma = 1/V_o \int_{t_1}^{t_2} V_p(t) dt = A / V_o \quad \text{قابلية الشحن الظاهرية}$$

2- قياسات نطاق التردد (Frequency Domain)

تتناقص قيم المقاومة الظاهرية مع التردد. يتم قياس هذا الانخفاض على أنه تأثير التردد (FE) Frequency effect (FE). يمكن أيضاً التعبير عن تأثير التردد (FE) كعامل فلزي (MF) (تباين التوصيل الظاهري) وليس له وحدة.

$$\text{Frequency effect (FE)} = (P_{a0} - P_{a1}) / P_{a1}$$

P_{a0} المقاومة الظاهرية عند الترددات المنخفضة

P_{a1} المقاومة الظاهرية عند الترددات المرتفعة

$$P_{a0} > P_{a1}$$

تؤثر النسبة المئوية لتأثير التردد (PFE)

$$PFE = 100 (P_{a0} - P_{a1}) / P_{a1} = 100 FE$$

تأثير التردد في نطاق التردد يعادل قابلية الشحن في النطاق الزمني لوسط قابل للاستقطاب

بشكل ضعيف، حيث $FE < 1$

هناك معاملات أخرى يتم قياسها، حيث يمكن حساب قيمة المقاومة الظاهرية عندما يتم قطع التيار في الحال بعد مروره، وهي تساوي $(V_o - V_p) / I$ مضروبة في المعامل الهندسي لتوزيع الأقطاب كما في طريقة المقاومة (DC). الفرق في المقاومة المحسوبة عند تردد عال وعند تطبيق التيار المباشر (DC) مقسومة على قيمة المقاومة (المقاومة النوعية) الناتجة من التردد العالي المستخدم، مع ضرب المقدار الناتج في 100 %، يعطي ما يسمى النسبة المئوية لتأثير التردد (PFE) Percent frequency effect. العلاقة بين (PFE) وقابلية الشحن تعطى بالمعادلة التالية:

$$M = [PFE] / (100 + [PFE])$$

عند قسمة (PFE) على المقاومة الناتجة بواسطة طريقة (DC) ثم ضرب الكمية الناتجة في 1000 ينتج المعامل الفلزي (Metal Factor) والمرتبط بالصخور المستقطبة والموصلة، وبصفة خاصة بالكبريتيدات. المعامل الفلزي (MF) هو مقياس نطاق التردد للاستقطاب المستحث، حيث يتم قياس المقاومة الظاهرية بترددين منخفضين.

$$\begin{aligned} \text{Metal Factor (MF)} &= A (\rho_{a0} - \rho_{a1}) / (\rho_{a0} \rho_{a1}) \\ &= A (\delta_{a1} - \delta_{a0}) \quad \text{siemens / m} \end{aligned}$$

ρ_{a0} و ρ_{a1} المقاومة الظاهرية

التوصيلية الظاهرية δ_{a0} و $\delta_{a1} = (1 / \rho_a)$ ، عند الترددات المنخفضة والعالية بانتظام.

حيث:

$$\begin{aligned} \rho_{a0} > \rho_{a1} \quad \text{and} \quad \delta_{a0} < \delta_{a1} \quad A &= 2 \pi \times 10^5 \\ \text{MF} &= A \times FE / \rho_{a0} = A \times FE / \rho_{a0} \\ &= FE / \rho_{a0} = A \times FE \times \delta_{a0} \end{aligned}$$



لا تعطي الطرق المذكورة أعلاه مؤشراً جيداً على المقدار النسبي لتمعدن الفلز داخل مصدر (IP) ومن الضروري التعامل مع (IP) الطيفي.

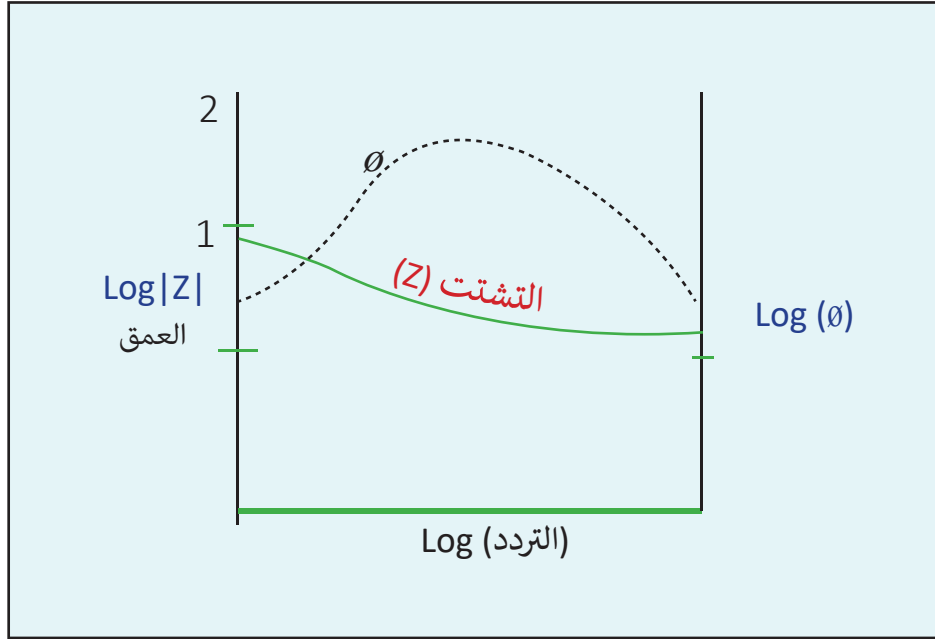
3- الاستقطاب المستحث الطيفي والمقاومية المعقدة Spectral IP and Complex Resistivity

المقاومية المعقدة (CR) Complex resistivity، والمعروفة أيضاً باسم Spectral IP هي طريقة (IP) متعددة الترددات، تستخدم وسيلة للتمييز بين استجابات المسح الشاذة الناتجة من التغيرات الجيولوجية أو من الكبريتيدات أو من الاقتران الكهرومغناطيسي. أثبتت هذه الطريقة أنها ذات قيمة كبيرة في عمليات مسح الفلزات.

طريقة الاستقطاب المستحث الطيفي (المقاومية المعقدة) (IP) تستخدم التيار المتردد على نطاق من الترددات تتراوح من 30 إلى 4000 هرتز. قياس المعاوقة المعقدة هو قياس الخواص العازلة للمواد.

يقيس الاستقطاب الطيفي (SIP) تباين المقاومة مع التردد. لذلك، تتطلب الطريقة عدة قياسات للمقاومية عند ترددات مختلفة. يمكن تسجيلها في نطاق التردد أو في النطاق الزمني. في النطاق الزمني، حيث يتم تسجيل قياسات الجهد بعد إيقاف تشغيل تيار الإرسال، يتم أخذ عينات من الجهد المتحلل عدة مرات عندما يتحلل. باستخدام تحويل فورييه، يمكن تحويل هذه البيانات إلى نطاق التردد لتوفير قيم المقاومة عند ترددات مختلفة (الشكل 10.2).

تُستخدم قياسات Spectral IP (SIP) أحياناً في التنقيب عن المعادن للمساعدة في تحديد الجرافيت والطين من تمعدن الكبريتيد. بالإضافة إلى ذلك، يمكن الحصول على بعض المعلومات حول المعادن القابلة للاستقطاب، كما يمكن استخدامه لرسم خرائط للطين، وفي بعض حالات التلوث.



الشكل 10.2 : يوضح ميكانيكية المقاومة المعقدة والتحليل الطيفي للاستقطاب المستحث

θ هو تأخر الطور بين التيار المطبق وجهد الاستقطاب المقاس.

$$| z(w) | = P_0 [1 - M (1 - 1 / (1 + (i w \tau)^c))]$$

τ ثابت الوقت. (وقت الاسترخاء) هو السلوك بين حدي التردد الأدنى والأعلى

$Z(w)$ مقاومة معقدة ρ_0 المقاومة الكهربية M قابلية الشحن IP

W التردد الزاوي $\sqrt{-1} = i$ أس التردد c



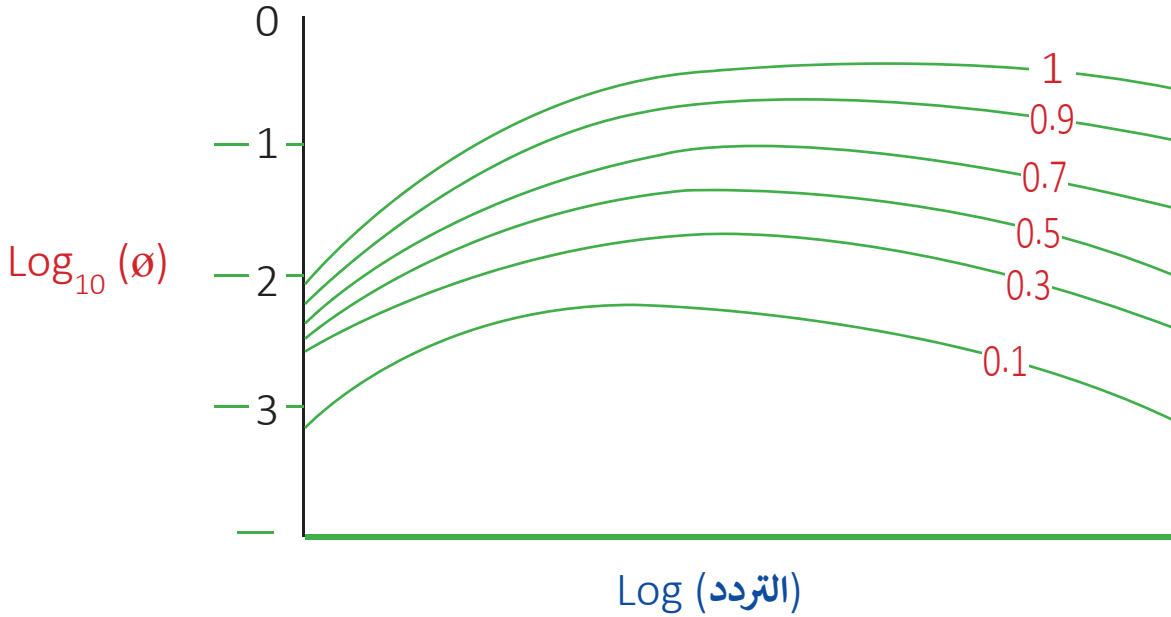
التردد الحرج (Fc) Critical Frequency

وهو التردد المحدد الذي يقاس به الحد الأقصى لانزياح الطور. هذا التردد مستقل تماماً عن المقاومة. تزداد زاوية الطور والتردد الحرج مع زيادة قابلية الشحن.

$$F_c = [2 \pi \tau (1 - M)^{1/2c}]^{-1}$$

τ ثابت الوقت M قابلية الشحن IP

عادة ما يعتمد التحليل الشامل لظواهر (IP) على نماذج ذات توزيع موصلية معقدة تعتمد على التردد. أحد أكثر النماذج شيوعاً هو نموذج استرخاء كول كول Cole-Cole Relaxation (الشكل 11.2)



الشكل 11.2 : نموذج استرخاء كول كول Cole – Cole Relaxation

7.2.2 تطبيقات الاستقطاب المستحث IP Applications

يتم تصميم الاستقطاب المستحث وتفسير بياناته من خلال :

- 1- المقطع الجانبي Profiling : تباينات جانبية في الخواص الكهربائية (فينر + ثنائي القطب - ثنائي القطب Wenner + Dipole - Dipole).
- 2- الجس Sounding: لرسم خريطة الأعماق وسمك الوحدات الطباقية (وينر + شلمبرجير Wenner + Schlumberger).
- 3- المقطع الجانبي - الجس : في رسم خرائط التلوث حيث من المتوقع أن تختلف الخصائص الكهربائية تحت السطحية رأسياً وأفقياً (فينر + ثنائي القطب - ثنائي القطب)

عيوب الاستقطاب المستحث IP

- الاستقطاب المستحث (IP) أكثر عرضة لمصادر الضوضاء المدنية مثل (خطوط الكهرباء والفلزات والأسوار) من المقاومة الكهربائية
- تتطلب معدات (IP) قوة كبيرة بسبب ثقل الآلات الحقلية
- تكلفة (IP) أكبر بكثير من نظام المقاومة وحدها
- يتطلب الاستقطاب المستحث خبرة وممارسة
- تفسير البيانات معقد
- يتطلب العمل الميداني المكثف طاقماً أكثر من ثلاثة أفراد
- يتطلب (IP) مساحة كبيرة إلى حد ما، بعيدة عن خطوط الكهرباء، والأسوار وخطوط الأنابيب.



مميزات الاستقطاب المستحث IP

- ✓ يمكن جمع بيانات (IP) أثناء مسح المقاومة الكهربائية
- ✓ تعمل بيانات (IP) والمقاومية معاً على تحسين دقة تحليل بيانات المقاومة بثلاث طرق:
 - (a) تقليل بعض الالتباسات أو الغموض في بيانات المقاومة من خلال تحليل (IP).
 - (b) استخدام (IP) لتمييز الطبقات الجيولوجية التي لا تستجيب بشكل جيد للمقاومية الكهربائية.
 - (c) استخدام قياسات قابلية الشحن للتمييز بين هدف موصل كهربائياً بشكل متساوٍ، مثل أعمدة ملحية أو إلكتروليتيّة ملوثة، وبين أيونات فلزية ملوثة من طبقات الطين.
- ✓ توفير معلومات إضافية أو أكثر تفصيلاً حول التركيب الصخري من المقاومة وحدها.
- ✓ كشف ووصف التمعدين المنتشر.
- ✓ التمييز بين الطين وخزانات المياه الجوفية ذات الحبيبات الخشنة المحتملة وذات بصمة المقاومة المماثلة.
- ✓ أقل حساسية للضوضاء من الكهرومغناطيسية.

تطبيقات الاستقطاب المستحث IP

- التحقق من مواقع المرادم والنفايات.
- رسم الخرائط ومراقبة تلوث المياه الجوفية.
- تحديد عمق صخور الأساس Bedrock.
- تحديد مواقع المجاري / أنظمة الكهوف.
- تحديد القنوات المدفونة.
- تقييم عدم تجانس الخزان الجوفي.
- تحديد الرواسب الفلزية ذات شاذات كهرومغناطيسية منخفضة ومقاومية عالية.

مسائل محلولة Solved Problems



1 اشرح استخدامات سجلات (SP) في (أ) التنقيب عن الهيدروكربون و (ب) التنقيب عن المعادن؟

(أ) تحديد مواقع ملامسات الرمال الصخرية، وقياس تلوث الرمل الصخري اللازمة لتقييم تشبع الهيدروكربون.
(ب) تحديد مواقع معظم خامات الكبريتيد الضخمة (بدون السفاليريت) والجرافيت.



2 تم الحصول على المقاومة الظاهرية عند 0.1 هرتز و 10 هرتز في نطاق التردد (I.P)، القياس 100 أوم.م و 80 أوم.م ، على التوالي. احسب تأثير التردد (FE)؟

تأثير النسبة المئوية للتردد هو 25 إلى 25.



3 إذا تم استبدال المياه العذبة في مسام خام كبريتيد الرصاص المنتشر بمياه ملحة، فكيف سيؤثر ذلك على قيم تأثير التردد (FE) والمعامل الفلزي (MF)؟

ستزيد قيمة (FE) ولكن ليس (MF).





4 ما هو العامل المسيطر على الجهد الذاتي؟

4

عامل التحكم هو المياه الجوفية، سواء كان ذلك عن طريق التدفق عبر مساحة المسام Streaming potential، أو كان ذلك عن طريق التأثيرات الكهروكيميائية.



5 أين نجد قيمًا كبيرة لـ SP ؟

5

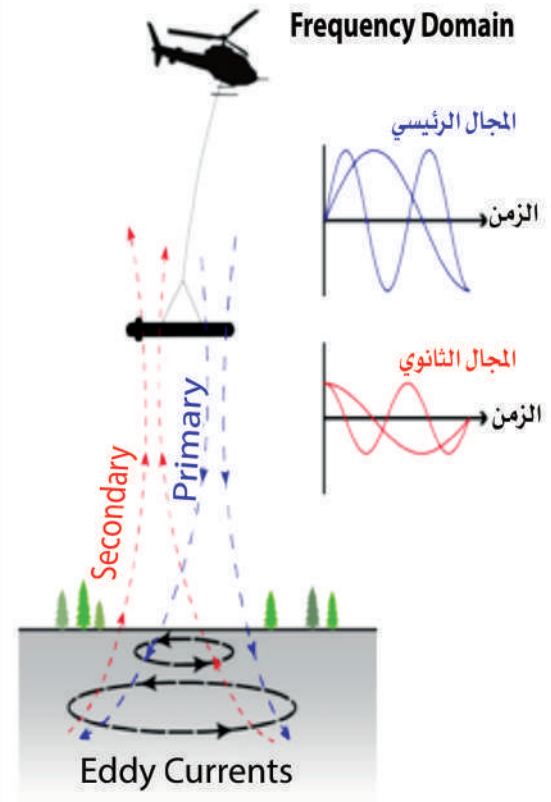
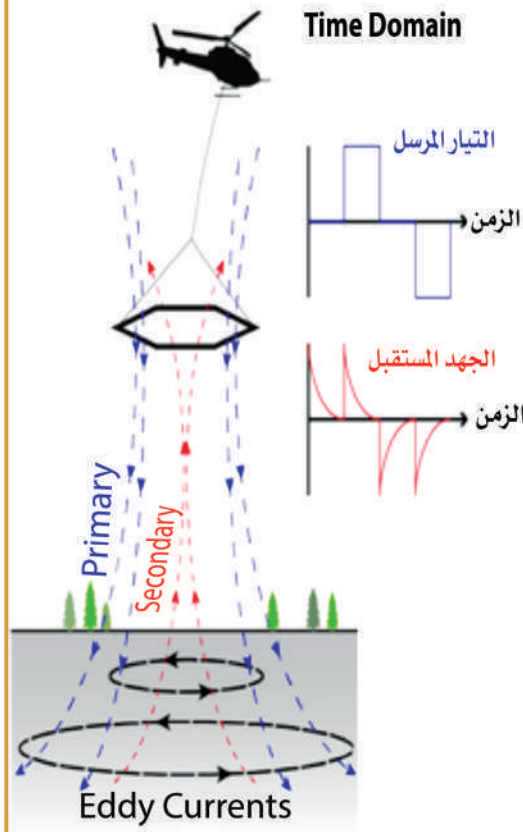
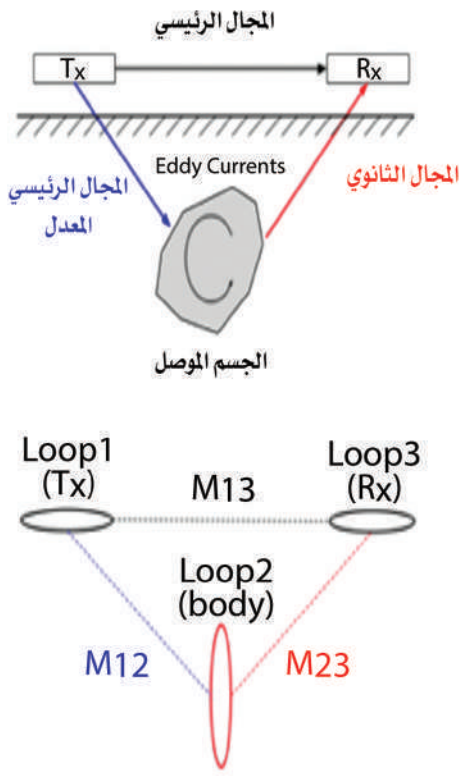
في المناطق التي تحتوي على الكبريتيدات والماجنتيت والجرافيت



6 ما هي أهمية مسح الاستقطاب المستحث؟

6

تفيد طريقة الاستقطاب المستحث في تحديد المناطق التي يوجد بها الطين والمعادن الأخرى القابلة للشحن داخل الصخور المضيضة. باستخدام (IP)، يمكن تحديد ما هو موجود في باطن الأرض بشكل واضح إذا كان يحمل شحنة، لأنه سينتهي بخريطين؛ المقاومة و (IP)، في الوقت نفسه. هذا مهم للتعقب عن المعادن وتحديد الفلزات المهمة اقتصادياً، بما في ذلك الذهب والنحاس والفضة. في وقت مبكر، تم ترسيب البايريت ومعادن الكبريتيدات الضخمة بواسطة السوائل الحرارية المائية. هذه المعادن لها بصمة (IP) ضخمة، خاصةً عند انتشارها كحبوب صغيرة في مصفوفة صخرية، والتي يمكننا استخدامها عند استكشاف هذه المعادن.



الفصل الثالث

الطرق الكهرومغناطيسية Electromagnetic Methods

مقدمة

تعد الطريقة الكهرومغناطيسية من أوسع الطرق الجيوفيزيائية انتشاراً وأكثرها تنوعاً، وهي تقنية تعتمد على المبادئ الفيزيائية لاستحثاث واكتشاف تدفق التيار الكهربائي داخل الطبقات الجيولوجية. لا ينبغي الخلط بين الكهرومغناطيسية (EM) وطريقة المقاومة الكهربائية Resistivity. يكمن الاختلاف بين الطريقتين في أن طريقة الكهرومغناطيسية يتم استحثاث التيارات في باطن الأرض عن طريق تطبيق مجالات مغناطيسية متغيرة بمرور الوقت، أما في طريقة المقاومة الكهربائية، فيتم حقن التيار في الأرض من خلال أقطاب سطحية. تقيس



الطريقة الكهرومغناطيسية الموصلية للمواد الجوفية تحت ملفات جهاز الإرسال والاستقبال، ولا تحتاج إلى توصيل مباشر بالأرض كما في الطرق الكهربائية التي تتطلب وضع أقطاب معدنية لتمرير التيار الكهربائي في الأرض.

يمكن تقسيم الطرق الكهرومغناطيسية بشكل واسع إلى مجموعتين. المجموعة الأولى: تعتمد على التردد (FEM)؛ حيث يتغير التيار المرسل بشكل جيبي مع الزمن عند تردد ثابت يتم اختياره على أساس العمق المطلوب استكشافه تحت السطح، وكلما زاد التردد قلَّ العمق. المجموعة الثانية تعتمد على الزمن (TEM): حيث يكون التيار المرسل فيها مازال في صورة دورية، إلا أنها تكون في صورة موجة مربعة متماثلة. كما توجد عدة تقنيات أخرى أهمها الكهرومغناطيسية بنطاق التردد المنخفض جداً Very low frequency (VLF)، وتقنية التيار الأرضي المغناطيسي (Magnetotelluric (MT)، ورادار الاختراق الأرضي (Ground-penetrating radar (GPR) والمحمولة جوا Airborne، وطرق المجال المغناطيسي الطبيعي للتردد الصوتي (AFMAG). تصنف الأنظمة الكهرومغناطيسية إلى ما يلي:

1. الشكل الموجي المرسل

- A.** أنظمة نطاق التردد Frequency domain أو أنظمة الموجات المستمرة التي ترسل تيارات جيبيّة Sinusoidal عند تردد ثابت واحد أو أكثر.
- B.** أنظمة النطاق الزمني Time domain التي ترسل متواليات أو نبضات تحتوي على ترددات متزامنة عديدة.

2. الأنظمة النشطة والسلبية

- A.** الأنظمة النشطة - تتحكم في مكان المرسل.
- ◆ طرق زاوية الإمالة Tilt-Angle - رسم خرائط اتجاه المحور الرئيسي للقطع الناقص للاستقطاب (VLEM).
- ◆ أنظمة قياس سعة الطور (HLEM).

B. الأنظمة السلبية - تستخدم المجالات الكهرومغناطيسية من مصادر بعيدة.

- ◆ التردد المنخفض جداً (VLF) - طريقة زاوية الإمالة باستخدام هوائيات الاتصالات البحرية.
- ◆ التردد المسموع (AFMAG) - طريقة زاوية الإمالة باستخدام طاقة EM (Sferics) من العواصف الرعدية البعيدة.

تستند الطرق الكهرومغناطيسية (EM) إلى قياس المجالات الكهرومغناطيسية المصاحبة للتيارات المترددة المستحثة تحت السطح بواسطة تيار أولي. في معظم الطرق، فإن المجال الأولي أو المستحث ينتج بتمرير تيار متغير في ملف أو في سلك طويل موضوعاً فوق الأرض. ينتشر المجال الأولي في الحيز فوق وأسفل الأرض، ويستحث تيارات في موصلات تحت سطحية طبقاً لقوانين الحث الكهرومغناطيسي. تلك التيارات ترفع من المجالات الكهرومغناطيسية الثانوية التي تثير الضوضاء على المجال الأولي. بشكل عام، فإن المجال المحصلة الذي يمكن أن يلتقط بواسطة ملف مستقبل مناسب سوف يختلف عن المجال الأولي في الشدة والطور والاتجاه وتكشف عن وجود الموصلات. الوظيفة الأساسية لطرق المجال الكهرومغناطيسي هي تحديد الأجسام ذات الموصلية الكهربائية العالية. أكثر الأهداف المفضلة هي؛ الخامات المعدنية وخاصة الكتل الكبريتيدية، ورسم الصدوع والقص، وتحديد العروق الموصلة الرقيقة، وفي تتبع الأنابيب والأسلاك تحت السطحية. يتراوح عمق الاستكشاف في الطرق الكهرومغناطيسية من عدة أمتار إلى عشرات الكيلومترات تحت سطح الأرض، للاستفادة منها في؛ التنقيب عن المياه الجوفية، واستكشاف الخامات المعدنية الاقتصادية، واستنتاج خصائص التراكيب الجيولوجية تحت السطحية، وكذلك في مجال الجيولوجيا الهندسية والبيئية حيث يمكن استخدامها في؛ الكشف عن الأجسام المعدنية المدفونة تحت سطح الأرض، والكشف عن الكهوف والأنفاق والمواد الملوثة للمياه الجوفية، كما أن لها أهمية كبيرة في الكشف عن الآثار والبتترول، وقد تستخدم في بعض التطبيقات العسكرية كتحديد أماكن الألغام الأرضية المدفونة.



1.3 العلاقات الفيزيائية والرياضية

كانت بداية فهم النظرية الكهرومغناطيسية من خلال أبحاث العالم ماكسويل، الذي أدرك أن قانون أوم وقانون فاراداي وقانون أمبير جميعهم جزء من مجموعة يطلق عليها الآن بمعادلات ماكسويل (كامل، 2020م، تقرير غير منشور). هذه المعادلات هي الجوهر الأساس في فهم تطور النظرية الكهرومغناطيسية. تنص معادلات ماكسويل: في وجود وسط متجانس وموحد الخواص في جميع الاتجاهات، وبافتراض الاعتماد على الزمن في شكل $(e^{i\omega t})$ في وجود فراغ خالٍ من الشحنة، على النحو التالي:

$$\nabla \times E = -\partial B / \partial t \quad (1)$$

$$\nabla \times H = J + \partial D / \partial t \quad (2)$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (3)$$

$$\nabla \cdot D = 0 \quad (4)$$

حيث (E) شدة المجال الكهربائي (V/m)، (H) هي شدة المجال المغناطيسي (A/m)، (B) الحث المغناطيسي (W/m^2)، (D) تيار الإزاحة (C/m^2)، (J) كثافة التيار (A/m^2).

لربط العلاقة بين معادلات ماكسويل الأربع والخصائص الفيزيائية تحت السطحية، يجب استخدام المعادلات التأسيسية Constitutive equations التالية:

$$D = \epsilon \cdot E \quad (5)$$

$$B = \mu \cdot H \quad (6)$$

$$J = \sigma \cdot E \quad (7)$$

حيث $\epsilon (F/m)$ ثابت العزل الكهربائي، النفاذية المغناطيسية (قيمتها في الفراغ تساوي $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} H/m$ ، الموصلية النوعية الكهربائية. وجد أنه في معظم المواد قيمة كل من (ϵ, μ) لا تختلف كثيراً عن قيمتي (ϵ_0, μ_0) في الفراغ.

تشكل دمج معادلات ماكسويل والمعادلات التأسيسية خاصة وحيدة للوسط، التي يشار إليها رقم الموجة Wave number، والتي تحدد سلوك المجال الكهرومغناطيسي داخل الوسط. عند إعادة صياغة معادلات ماكسويل (1، 2) على أساس شدة المجال الكهربائي والمغناطيسي فإنها تعطي التالي:

$$\nabla \times H = \sigma E + \frac{\partial}{\partial t} (\epsilon E) \quad (8)$$

$$\nabla \times E = -\frac{\partial}{\partial t} (\mu H) \quad (9)$$

باستخدام curl لطرفي المعادلتين السابقتين، والأخذ في الاعتبار المعادلتين (3 و 4) وباستخدام قيمة المتجه (F)

$$\nabla \times \nabla \times F = \nabla (\nabla \cdot F) - \nabla^2 F \quad (10)$$

حيث (F) تكون إما المجال (E) أو (H). في هذه الحالة يمكن الحصول على معادلات الموجة بالنسبة للزمن في الشكل التالي:

$$\nabla^2 E = \mu \epsilon \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} + \mu \sigma \frac{\partial E}{\partial t} \quad (11)$$

$$\nabla^2 H = \mu \epsilon \frac{\partial^2 H}{\partial t^2} + \mu \sigma \frac{\partial H}{\partial t} \quad (12)$$

لكتابة هذه المعادلات السابقة بدلالة التردد، يتم استبدال قيمة $\frac{\partial}{\partial t}$ بـ iw حيث $(w = 2\pi f)$ وبالتالي، فإن المعادلات (8، 9) يمكن إعادة كتابتها كالتالي:



$$\nabla \times H = (\sigma + i\omega\epsilon) E \quad (13)$$

$$\nabla \times E = -i\mu\omega H \quad (14)$$

بتطبيق الخطوات نفسها كما سبق، يمكن الحصول على معادلة الموجة بدلالة التردد كالتالي:

$$\nabla^2 H + (\mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega) H = 0 \quad (15)$$

$$\nabla^2 E + (\mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega) E = 0 \quad (16)$$

يمكن إعادة كتابة المعادلتين (15 و 16) على النحو التالي:

$$\nabla^2 H + k^2 H = 0 \quad (17)$$

$$\nabla^2 E + k^2 E = 0 \quad (18)$$

حيث $k^2 = (\mu\epsilon\omega^2 + i\mu\sigma\omega)$. (K) هو رقم الموجة أو ثابت الانتشار الذي يميز تفاعل الموجات الكهرومغناطيسية مع الوسط. عند التردد المنخفض (أقل من 10^5 هرتز)، في هذه الحالة $\mu\epsilon\omega^2 \ll \mu\sigma\omega$ للأرض. أيضاً تكون تيارات الإزاحة أقل بكثير من تيارات التوصيل، والتعبير الثاني من قيمة K^2 ($i\mu\sigma\omega$) يكون هو السائد. تحت هذا الشرط يختفي اعتماد (K) على (E)، يتم وصف سلوك المجال الكهرومغناطيسي على أنه انتشار للمجال Diffusion، ويمكن كتابة المعادلات كالتالي:

$$\nabla^2 H - i\mu\sigma\omega H = 0 \quad (19)$$

$$\nabla^2 E - i\mu\sigma\omega E = 0 \quad (20)$$

في هذه الحالة، يُعطى ثابت الانتشار على الصورة $(k = (-i\omega\mu\sigma)^{1/2})$ يمكن كتابة هذه الكمية وتحليلها إلى مركبتها؛ الحقيقية والتخيلية كالتالي:

$$k = \left(\frac{\mu\sigma\omega}{2}\right)^{1/2} - i\left(\frac{\mu\sigma\omega}{2}\right)^{1/2} \quad (21)$$

الحث في وسط متجانس Induction in Homogeneous Medium

عندما يتغير المجال مع الزمن بطريقة متناسقة ومتوافقة، يكون الحل المبدئي للمعادلتين (17 و 18)، لموجة مستوية Plane wave تنتشر في الاتجاه الموجب لـ (Z) كالتالي:

$$Ex = Ae^{kz} + Be^{-kz} \quad (22)$$

$$Hy = -\frac{k}{i\omega\mu} [Ae^{kz} - Be^{-kz}] \quad (23)$$

حيث (A, B) عبارة عن ثوابت، يتم تقييمها من خلال تطبيق شروط الحد الفاصل والتي تنص على أن المكونات المماسية لكل من (E, H) تكون مستمرة عبر الحد الفاصل. عندما يتغير المجال مع الزمن بطريقة متناسقة ومتوافقة يكون الحل الشامل والعام للمعادلتين (22، 23) كالتالي:

$$Ex = Ae^{(i\omega t + kz)} + Be^{(i\omega t - kz)} \quad (24)$$

$$Hy = \frac{-k}{i\omega\mu} [Ae^{(i\omega t + kz)} - Be^{(i\omega t - kz)}] \quad (25)$$

تمثل المعادلتان (24 و 25) انتشار الموجات لأعلى ولأسفل، لكن عندما تسقط هذه الموجات على سطح الأرض فإن هذه المعادلات تمثل الموجات المرسلية لأسفل. عندما تؤول Z إلى ما لا نهاية ($Z \rightarrow \infty$)، فإن (Ex) تكون قيمة لا نهائية في هذه الحالة قيمة (A) يجب أن تساوي صفراً، أي لا يوجد موجة منعكسة، لذلك يمكن إعادة صياغة المعادلتين (24 و 25) كالتالي:

$$Ex = Be^{-\alpha z} [\cos(\omega t - \alpha z) + i \sin(\omega t - \alpha z)] \quad (26)$$



$$Hy = \left[\frac{1}{w\rho\mu_0} \right]^{1/2} Be^{-\alpha z} (\cos (wt - \alpha z - \pi / 4) + i \sin (wt - \alpha z - \pi / 4)) \quad (27)$$

حيث $e^{i\omega t} = \cos \omega t + i \sin \omega t$, $\sqrt{i} = e^{i\pi/4}$ ، (α) تمثل الجزء الحقيقي لـ (k) أي أن

$$a = \frac{2\pi}{10^4} \left(\frac{10}{\rho T} \right)^{1/2}$$

تحتوي المعادلتان (26 و 27) على جزئين: حقيقي وتخيلي. بأخذ الجزء الحقيقي فقط، يمكن اختزال المعادلتين لتصبح في الصورة التالية:

$$Ex = Be^{-\alpha z} [\cos (wt - \alpha z)] \quad (28)$$

$$Hy = \left[\frac{1}{w\rho\mu_0} \right]^{1/2} Be^{-\alpha z} (\cos (wt - \alpha z - \pi / 4)) \quad (29)$$

يتضح من المعادلتين السابقتين أن (Ex) يتخلف في الطور Phase lag بمقدار 45° عن (Hy) في الوسط المتجانس. يمكن الحصول من خلال المعادلتين (28 و 29) على النسبة بين شدة المجال الكهربائي وشدة المجال المغناطيسي التي يمكن تعريفها بمعاوقة كجنيارد Cagniard impedance نسبة إلى العالم (Cagniard, 1953)، ووحدتها هي الأوم. تُسمى هذه النسبة أيضاً معاوقة الموجة Wave impedance، وتُعطى بالمعادلة الآتية:

$$|z| = \left[\frac{Ex}{Hy} \right] = (\rho\mu_0 w)^{1/2} = \frac{2\pi}{10^3} \left(\frac{\rho}{5T} \right)^{1/2} \quad (30)$$

يمكن الآن الحصول على المقاومة للوسط المتجانس بإعادة ترتيب المعادلة (30) كالتالي:

$$\rho_\alpha = 0.2T \left| \frac{Ex}{Hy} \right|^2 \quad (31)$$

يتضح من المعادلة (30) أن أي مركبة أفقية للمجال (H) تكون مرتبطة بالمركبة الأفقية العمودية للمجال (E) بمقدار المعاوقة الكهربائية القياسية (Scalar impedance). تفترض معادلة كجنيارد أن الموجة الكهرومغناطيسية المستوية والمستقطبة تسقط على أرض ذات مستويات طبقية، وبالتالي تعتمد فيها الموصلية النوعية على العمق، (كامل، 2020م، تقرير غير منشور).

تعتبر هذه المعادلة السابقة صحيحة أيضاً طالما أن الموجات الساقطة يفترض أنها تحتوي على طول موجي كبير مقارنةً بعمق الأديم (الجلد) Skin depth، الذي يعرف على أنه العمق (Z) الذي تضحل عنده سعة المجال بمقدار (1/e أو 0.37) من قيمتها على السطح للوسط وتُعطى بالمعادلة التالية:

$$\delta = \frac{1}{\text{real}(k)} = \sqrt{\frac{2}{w \cdot \mu \cdot \sigma}} = \left(\frac{2\rho}{w \cdot \mu \cdot \sigma} \right)^{1/2} \cong 503 (pT)^{1/2} (m) \quad (32)$$

الحث في أرض ذات البُعد الواحد Induction in 1-D Earth

تعتبر قيمة الموصلية دالة فقط في العمق في حالة وجود عدد (n) من الطبقات الأفقية في هذه الحالة تحتوي المعادلتان (24 و 25) على قيم مختلفة من (k) وبالتالي تحتوي على قيم مختلفة من (A، B) لكل طبقة. إذا اعتبرنا أن الموصلية النوعية لهذه الطبقات هي $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3, \dots, \sigma_n$ على التوالي، وأن سمك الطبقات هي $h_1, h_2, h_3, \dots, h_{n-1}$ كما هو موضح بـ (الشكل 3.1)، في هذه الحالة يمكن تقييم المعاوقة الكهربائية على السطح، من خلال حساب المعاوقة الكهربائية لكل طبقة على حدة في المجموعة. يمكن الحصول على هذه المعاوقة لمجموعة الطبقات على السطح (Ward et. al., 1973; Kaufman and Keller, 1981) من



خلال المعادلة التالية:

$$z_0(w) = \frac{i\mu w}{k_1} \coth \left[k_1 h_1 + \coth^{-1} \left[\frac{k_1}{k_2} \right] \coth \left[k_2 h_2 + \coth^{-1} \left[\dots \coth^{-1} \left[\frac{k_{n-2}}{k_{n-1}} \coth \left[k_{n-1} h_{n-1} + \coth^{-1} \left[\frac{k_{n-1}}{k_n} \right] \right] \right] \right] \right] \right] \quad (33)$$

يمكن استخدام المعادلة (33) في حساب المقاومة الظاهرية، وأيضاً في حساب الطور مباشرة لنموذج ذات البعد الواحد المكون من طبقات أفقية عند أي تردد معطى.

الحث في أرض ثنائية الأبعاد Induction in 2-D Earth

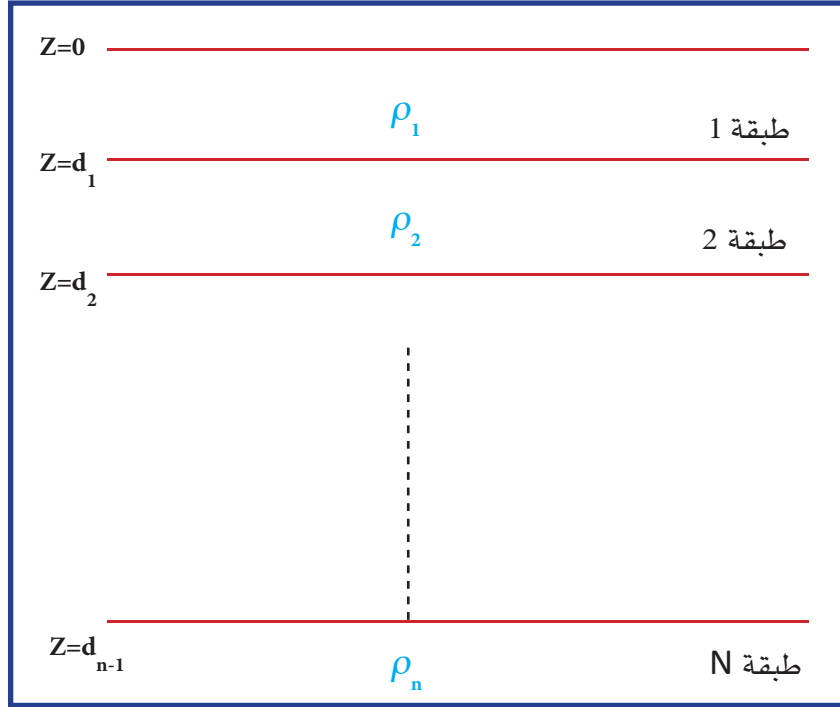
عندما تتغير الموصلية النوعية $[\sigma = \sigma(x, y)]$ في اتجاه أحد إحداثي الاتجاه الأفقي ومع العمق، في هذه الحالة، يقال أن الهدف المراد دراسته ثنائي الأبعاد كما هو مبين بـ (الشكل 2.3). يسمى الاتجاه الأفقي الآخر بخط المضرب Strike line. في هذا النموذج تتغير المعاوقة الكهربائية (Z) وبالتالي (ρ_2) مع اتجاه القياس

$$\left| \frac{Ex}{Hy} \right| \neq \left| \frac{Ey}{Hx} \right|$$

إلى أن قام العالمان (Cantwell, 1960 and Swift, 1967) بالتعامل مع التراكيب غير المتجانسة أفقياً بالتعبير عن العلاقة بين مركبات المجال من خلال زوجين من المعادلات الخطية كالتالي:

$$Ex = Z_{xx}Hx + Z_{xy}Hy \quad (34)$$

$$Ey = Z_{yy}Hy + Z_{yx}Hx \quad (35)$$



الشكل 1.3 : نموذج أحادي الأبعاد

هاتان المعادلتان يمكن صياغتهما في الشكل التالي:

$$E = Z.H \quad (36)$$

حيث يمكن كتابة المعاوقة الكهربائية ذات الكمية الممتدة Tensor impedance في شكل مصفوفة كما يلي:

$$Z = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (37)$$

حيث أن (Z_{xy}, Z_{yx}) يمثلان المعاوقة الكهربائية الرئيسية، في حين أن (Z_{yy}, Z_{xx}) عبارة عن المعاوقة الفرعية الثانوية التي تتكون نتيجة مساهمة من المركبات المتوازية من المجال المغناطيسي.



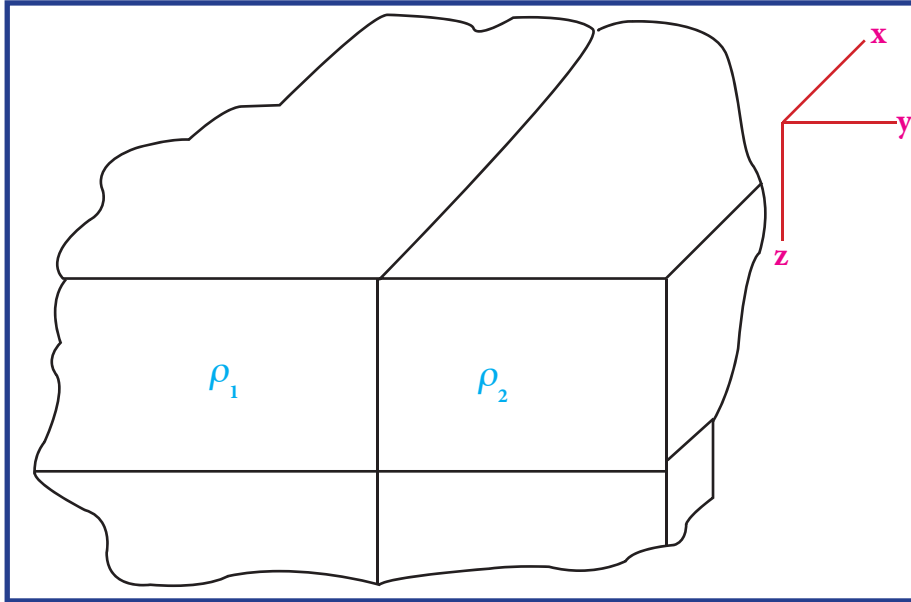
في حالة وجود أرض متجانسة أو طبقات أفقية ذات بعد واحد 1-D يكون،

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \quad , \quad Z_{yx} = -Z_{xy} \quad (38)$$

في حالة نموذج ثنائي الأبعاد 2-D، بشرط أن أحد المحورين (x) أو (y) يقع على طول خط المضرب (الامتداد) للتركيب، حينئذ:

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \quad , \quad Z_{xy} \neq -Z_{yx} \quad (39)$$

عند القيام بقياسات حقلية، قد لا يكون اتجاه أحد القياسات متوافقاً مع خط المضرب وبالتالي، فإن المعادلة (39) قد لا تكون صحيحة (أي أن $Z_{xy} \neq -Z_{yx}$ ، $Z_{xx}, Z_{yy} \neq 0$)



الشكل 2.3 : نموذج بسيط لثنائي الأبعاد (Yungul, 1996)

تتغير قيم عناصر المعاوقة الكهربائية كلما دارت محاور الإحداثيات. إذا كان التركيب عبارة عن نموذج ثنائي الأبعاد 2-D، تفصل مجالات (EM) إلى نوعين من الاستقطاب الواضح، النوع الأول يسمى نمط (TE) أو الاستقطاب (E). هذا النمط يصف مركبات المجال (Ex, Hy, Hz). في هذه الحالة يتدفق التيار موازياً للتركيب. النمط الآخر يسمى (TM) أو

الاستقطاب (B) وينتمي إلى مركبات المجال (E_y, H_x, E_z)، ويكون التيار معامداً على التركيب. وهذا هو أساس طريقة التيار المغناطيسي الأرضي (Magnetotelluric method, (MT) التي سيتم شرحها لاحقاً، (كامل، 2020م، تقرير غير منشور).

في هذه الحالة يمكن إعادة صياغة معادلات ماكسويل كالآتي:

$$\frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} = \sigma E_x, \quad \frac{\partial E_x}{\partial z} = i\omega\mu H_y, \quad \frac{\partial E_x}{\partial y} = -i\omega\mu H_z \quad (40)$$

$$\frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} = i\omega\mu H_x, \quad \frac{\partial H_x}{\partial z} = \sigma E_y, \quad \frac{\partial E_x}{\partial y} = -\sigma E_z \quad (41)$$

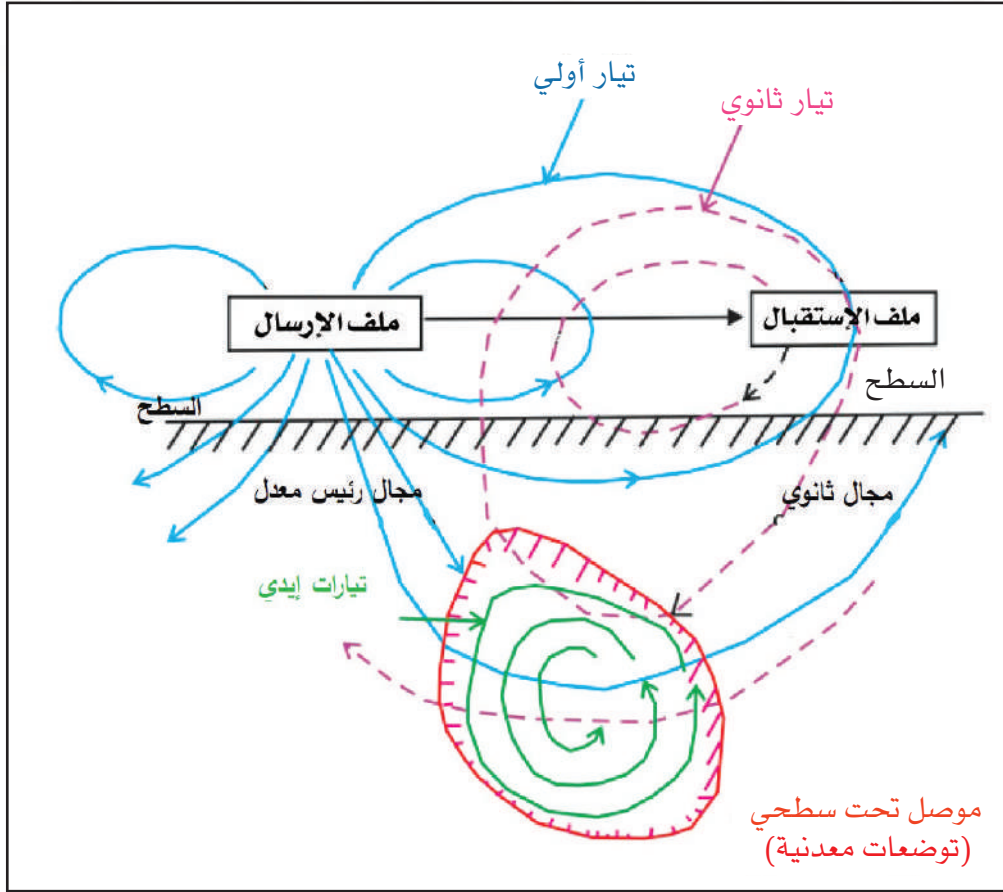
الحث في تركيب ثلاثي الأبعاد Induction in 3-D Structure

عندما تتغير الموصلية النوعية في الاتجاهات الثلاثة (X,Y,Z)، فإننا نتعامل في هذه الحالة مع نموذج ثلاثي الأبعاد، وتكون الموصلية النوعية دالة في محاور الإحداثية الثلاثة $\sigma = \sigma(x,y,z)$. تحت هذا الشرط، فإن العناصر الأربعة للمعاوقة الكهربائية الممتدة والممثلة في المعادلة (37) يجب أخذها في الاعتبار عند التفسير، وبالتالي نحصل على أربعة منحنيات ممثلة للمقاومية الظاهرية مقابل التردد، وأيضاً نحصل على أربعة منحنيات للطور مقابل التردد، ويصبح الحصول على نموذج يتوافق مع كل هذه البيانات عند كل تردد مشكلة معقدة، بالإضافة إلى أن الوسائل التحليلية لمعادلات ماكسويل تصبح صعبة. بناءً عليه، فإن أفضل وسيلة لفهم هذا التركيب (3-D) هو من خلال تقنية النمذجة ثلاثية الأبعاد العددية (Yungul, 1996)



2.3 مبادئ الطرق الكهرومغناطيسية

يعتمد المسح الكهرومغناطيسي على استجابة الأرض لانتشار المجالات الكهرومغناطيسية المكونة من شدة كهربائية متناوبة وقوة مغنطة. يتم إنشاء حقل أولي أو تحفيزي عن طريق تمرير تيار متناوب عبر ملف (حلقة من الأسلاك تسمى ملفاً مرسلًا) موضوعة على الأرض. ينتشر المجال الأولي في الفضاء، فوق الأرض وتحتها على حد سواء، ويمكن اكتشافه مع انخفاض طفيف في السعة بواسطة ملف استقبال مناسب في حالة وجود سطح تحت سطح متجانس. ومع ذلك، في وجود جسم موصل، فإن المكون المغناطيسي للحقل الكهرومغناطيسي الذي يخترق الأرض يدفع التيارات المتناوبة أو التيارات الدوامة إلى التدفق داخل الموصل. تولد تيارات إيدي مجالها الكهرومغناطيسي الثانوي الذي يشوه الحقل الأساسي. سوف يستجيب المستقبل لنتيجة وصول الحقول الأولية والثانوية بحيث تختلف الاستجابة في الطور والسعة والاتجاه. تكشف هذه الاختلافات بين المجالات الكهرومغناطيسية المرسله والمستقبلة عن وجود موصل، وتوفر معلومات عن هندسته وخصائصه الكهربائية. تم توضيح عملية الحث الكهرومغناطيسي بأكملها في (الشكل 3.3). يعمل المجال الكهرومغناطيسي السطحي، باستخدام حلقات السطح وجهاز الاستقبال، أو أداة أسفل البئر التي يتم إنزالها في حفرة البئر، على جسم التمدن. يعتمد عمق اختراق المجال الكهرومغناطيسي على تردده والتوصيل الكهربائي للوسط الذي ينتشر من خلاله ويعتمد حجم التيار المستحث في الهدف بواسطة جهاز الإرسال على: عدد خطوط المجال المغناطيسي عبر الحلقة (التدفق المغناطيسي)، ومعدل التغير لهذا العدد، ومادة الحلقة Loop. أما التدفق المغناطيسي فإنه يعتمد على: قوة المجال المغناطيسي في الحلقة Loop، ومساحة الحلقة، وزاوية الحلقة مع المجال. كما تتأثر الإشارة في جهاز الاستقبال؛ بنوعية المادة والشكل وعمق الهدف وتصميم ملفات المرسل والمستقبل.



الشكل 3.3 : يوضح عملية الحث الكهرومغناطيسي (Reynolds, 2003)

عمق الاختراق الكهرومغناطيسي

عمق الأديم (الجلد) Skin Depth، هي ظاهرة تتمثل في عدم تدفق التيار الكهربائي المتناوب بشكل موحد فيما يتعلق بالمقطع العرضي لعنصر موصل، كالسلك. تكون الكثافة الحالية أعلى بالقرب من سطح الموصل وتتنخفض بشكل كبير مع زيادة المسافة من السطح. يشير «عمق الأديم» إلى النقطة التي تصل فيها كثافة التيار إلى ما يقرب من 37% من قيمتها عند سطح الموصل. يتطلب حساب عمق الأديم تردد إشارة التيار المتردد والمقاومة والنفاذية النسبية للمادة الموصلة. لحساب عمق الأديم يتطلب تحديد نوع المادة وإدخال تردد الإشارة



وسيتيم إعطاء المقاومة والنفاذية النسبية للمادة المختارة تلقائياً. عمق الأديم هو وسيلة ملائمة لتحديد منطقة الموصل التي يتدفق فيها الغالبية العظمى من التيار. لا حاجة لاستخدام سلك بنصف قطر أكبر بكثير من عمق الأديم، لأن معظم التيار يتدفق في منطقة عمق الأديم بغض النظر عن حجم الموصل. السعة تتناقص مع العمق بسبب الامتصاص على ترددين كما في (الشكل 4.3)

$$A_z = A_0 e^{-1}$$

السعة الأولية A_0 .

السعة عند عمق معين A_z

$$\text{عمق الأديم بالأمتار} = \sqrt{2 / \omega \sigma \mu} = 503 \sqrt{f \sigma}$$

$$\omega = 2\pi f = 503 \sqrt{\rho / f} = 503 \sqrt{\rho \lambda / v}$$

σ : conductivity التوصيلية in s/m

μ : magnetic permeability النفاذية المغناطيسية (usually ≈ 1)

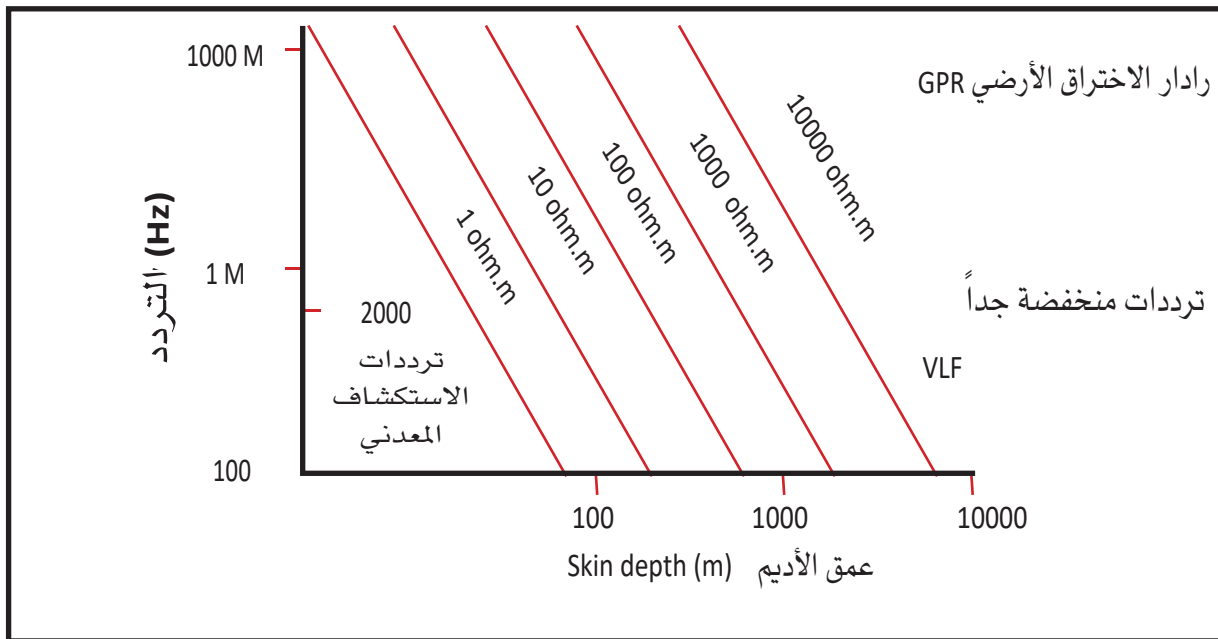
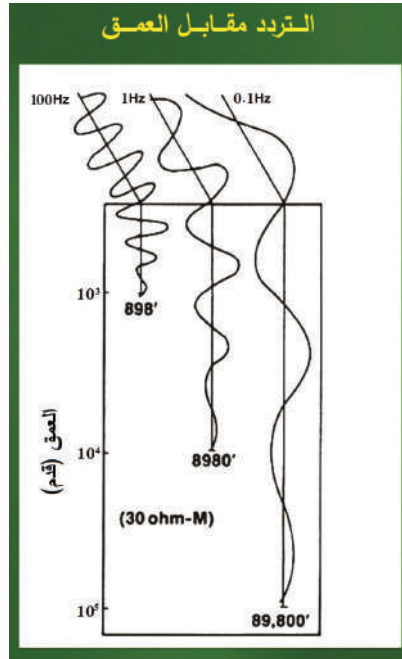
λ : wavelength الطول الموجي

f : frequency التردد

v : velocity السرعة

ρ : Resistivity المقاومة

وبالتالي، يزداد العمق مع انخفاض كل من تردد المجال الكهرومغناطيسي والتوصيل



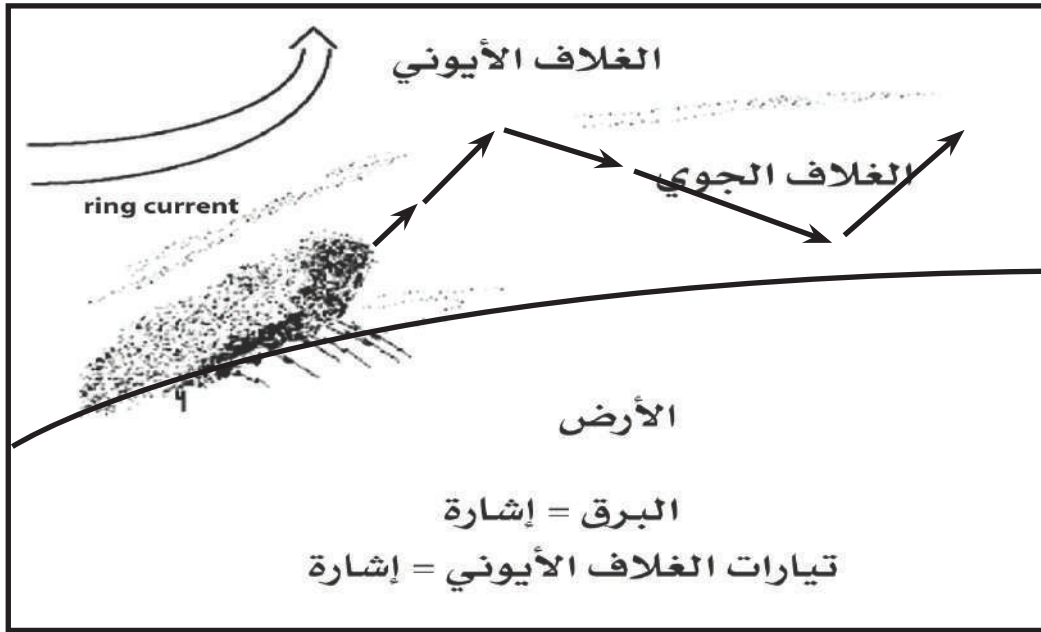
الشكل 4.3 : يوضح العلاقة العكسية بين التردد الكهرومغناطيسي وعمق الأديم

(Reynolds, 2003)



3-3 طريقة التيار الأرضي المغناطيسي (MT) Magnetotelluric Method

يمكن تعريف طريقة التيار الأرضي المغناطيسي (MT) على أنها الجزء المتغير للمجال المغناطيسي الأرضي مع الزمن، الذي قد يستحث تدفقا من التيار داخل الأرض. مصدر مجال (MT) عبارة عن طاقة كهرومغناطيسية طبيعية من مصادر عابرة ذات مسافات بعيدة قادمة من الغلافين الأيوني والمغناطيسي (الشكل 5.3). يمكن الاستفادة من هذه الطاقة في حساب المقاومة داخل الأرض، وبالتالي دراسة التراكيب لأعماق الأرض، التي تبدأ من عشرات الأمتار إلى عدة كيلومترات. يخترق المجال المغناطيسي الأرض ليستحث مجالات كهربائية ومغناطيسية ثانوية.



الشكل 5.3 : مصدر مجال MT عبارة عن طاقة كهرومغناطيسية طبيعية من الغلافين الأيوني والمغناطيسي

تتمثل المزايا الرئيسية لـ (MT) في قدرتها الفريدة على الاستكشاف لأعماق كبيرة جداً (مئات الكيلومترات)، وكذلك في التحقيقات الضحلة دون استخدام مصدر طاقة اصطناعي. المجال

الطبيعي يستخدم مصدراً في نطاق التردد 10^{-3} - 10 Hz، في حين يعمل التردد الصوتي
 (AMT) أو (AFMAG) في نطاق 10 - 10^4 Hz

$$P_a = 0.2 / f |E_x / B_y|^2 = 0.2 / f |E_x / H_y|^2 = 0.2 / f |Z|^2$$

1.3.3 مصادر الطاقة في طريقة MT

أظهرت دراسات المجالات الكهرومغناطيسية الطبيعية أن السعة لمركبة المجال الكهربائي (E) تعتمد بشدة على جيولوجية المنطقة المحلية المحيطة، وقد تتغير بعامل 20 ضعفاً خلال مسافة واحد كيلومتر (Yungul, 1996). على الجانب الآخر فإن مركبة المجال المغناطيسي (H) لا تعتمد بدرجة كبيرة على جيولوجية المنطقة المحيطة، ونادراً ما تتغير بأكثر من 1.5 مرة خلال مسافة كيلومترات قليلة. يبين (الشكل 6.3) طيف السعة المتوسطة النموذجي لمصدر (MT) حيث يتضح أن أقل قيمة للطاقة عند تردد 1 هرتز، التي عندها يمكن تقسيم مصدر هذا المجال إلى نوعين من الأنشطة أحدهما أكبر من 1 هرتز (Hz) والآخر أقل من 1 هرتز.

عموماً تنتج إشارة (MT) من مصدرين:

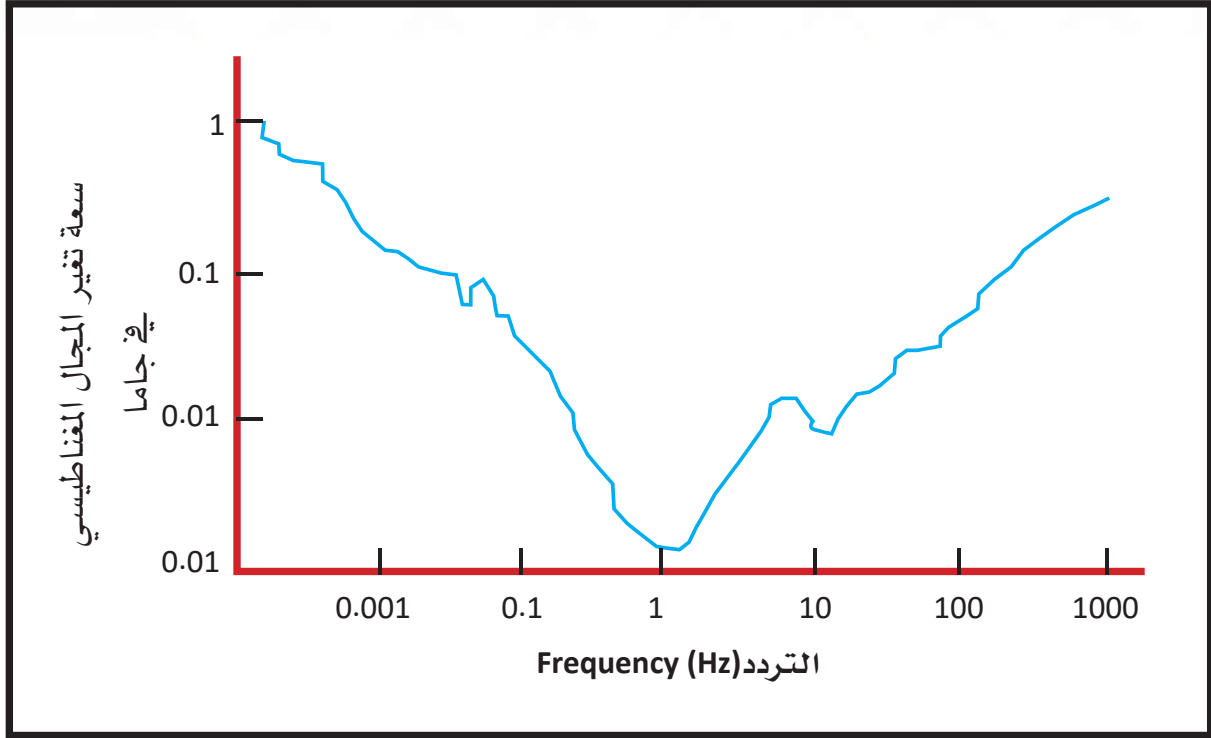
1. في الترددات المنخفضة (بشكل عام أقل من 1 هرتز، أو دورة واحدة في الثانية)، يكون مصدر الإشارة هو تفاعل الرياح الشمسية مع المجال المغناطيسي للأرض. نظراً لأن العواصف الشمسية تنبعث منها تيارات من الأيونات، فإن هذه الطاقة تزعج المجال المغناطيسي للأرض وتتسبب في اختراق الطاقة منخفضة التردد لسطح الأرض.

2. يتم إنشاء إشارة التردد الأعلى (أكبر من 1 هرتز) عن طريق العواصف الرعدية في جميع أنحاء العالم، وعادة بالقرب من خط الاستواء. تنتقل الطاقة التي تولدها هذه العواصف الكهربائية حول الأرض (في شكل موجي بين سطح الأرض والغلاف الأيوني Ionosphere)، مع اختراق بعض الطاقة إلى الأرض. ينشأ عن كلا مصدرَي الإشارة موجات كهرومغناطيسية متغيرة بمرور الوقت.



على الرغم من أن هذه المجالات الكهربائية والمغناطيسية صغيرة، فإنها قابلة للقياس. المشكلة تكمن في أن هذه الإشارات تختلف في قوتها على مدار الساعة، واليوم والأسبوع، وحتى خلال دورة البقعة الشمسية (التي تبلغ حوالي 11 عامًا، وتؤدي إلى زيادة في عدد العواصف الشمسية). لذلك يتعين على علماء الجيوفيزياء الذين يقيسون (MT) قياسها لعدة ساعات في كل محطة من أجل الحصول على إشارة كافية لضمان بيانات عالية الجودة. هذا صحيح بشكل خاص عند قياسها عند أدنى ترددات (حوالي 0.001 هرتز). في هذه الترددات المنخفضة، نحتاج إلى التسجيل لمدة 16 دقيقة للحصول على عينة واحدة من البيانات! هذا يعني أننا نحتاج حقًا إلى التسجيل لعدة ساعات فقط للحصول على متوسط إحصائي لائق للبيانات الجيدة.

تنتشر الحقول الكهرومغناطيسية الناتجة عن أحداث البرق (المعروفة باسم Sferics) في دليل موجي بين سطح الأرض والغلاف الأيوني (وهو موصل بدرجة عالية). يسافر في الحقول مسافات بعيدة كموجات مستوية (الشكل 6.3). يولد الغلاف المغناطيسي الذي تسببه التفاعلات بين المجال المغناطيسي للأرض والرياح الشمسية حقولاً كهرومغناطيسية بترددات أقل من 1 هرتز. تؤدي الاختلافات في كثافة وسرعة وشدة الرياح الشمسية إلى حقول كهرومغناطيسية متغيرة بمرور الوقت. توفر هذه المصادر الطبيعية معًا الحقول الكهرومغناطيسية الأولية لإثارة الأرض. يوجد تفاعل بين الرياح الشمسية أو الجزيئات المشحونة المنبعثة من الشمس مع المجال المغناطيسي الأرضي والغلاف الجوي، وهذا هو السبب الرئيس للمجال الكهرومغناطيسي الطبيعي عند تردد أقل من 1 هرتز. يؤدي هذا التفاعل المعقد إلى حدوث نبضات دقيقة مجهرية الصغر Micropulsation التي تعتبر المصدر الرئيس لهذه المجالات في المدى الترددي الواقع ما بين 0.00167 إلى 5 هرتز (Yungul, 1996).



الشكل 6.3 : طيف السعة لمصدر (MT) (Keller and Frichknect, 1966)

2.3.3 دوال الاستجابة الأرضية (MT)

الهدف من طريقة (MT) هو الحصول على معلومات مفيدة عن الموصلية النوعية لما هو تحت السطح. إن أي دالة يتم قياسها أو حسابها من خلال طريقة (MT) ويمكن من خلالها الحصول على معلومات عن الأرض، تكون دالةً لاستجابة الأرض (Rokityanski, 1982). تعتبر البارامترات كالمعاوقة الكهربائية الممتدة، والمقاومية الظاهرية، وطور المعاوقة، هي الدوال الرئيسية للحصول على معلومات عن التراكيب الأرضية.



المعاوقة الممتدة Impedance Tensor

تعتمد كل البارامترات التي يمكن الحصول عليها من مجال (MT) على المعاوقة الممتدة، والتي تحتوي على كل المعاوقات الكهربائية، وتشمل $(Z_{xx}, Z_{yy}, Z_{xy}, Z_{yx})$. تحتوي كل معاوقة كهربائية على علاقة بين مركبات الحقل المقاسة والمرتبطة ببعضها (معادلة 36)، فمثلاً نجد أن (H_x) مرتبطة بـ (E_x, E_y) (Vozoff, 1991)، بالمثل فإن (H_y) تسبب كلاً من (E_x, E_y) .
حدد العالم كجنيارد قيمة المقاومة الظاهرية، وأيضاً الطور في وسط أحادي الأبعاد كالتالي:

$$\rho_{axy} = 0.2T|Z_{xy}|^2 \quad \& \quad \rho_{ayx} = 0.2T|Z_{yx}|^2 \quad (42)$$

$$\varphi_{xy} = \arg \left| \frac{E_x}{H_y} \right| = \arctan \left(\frac{\text{Im}(Z_{xy})}{R(Z_{xy})} \right), \quad \varphi_{yx} = \arg \left| \frac{E_y}{H_x} \right| = \arctan \left(\frac{\text{Im}(Z_{yx})}{R(Z_{yx})} \right) \quad (43)$$

حيث تقاس (E) بوحدات mv/km، و (H) بوحدات الجاما أو نانوتسلا، و (ρ) بـ الأوم.م (Ωm) ، $(T=1/f)$ بالثانية. تعرف (φ) على أنها فرق الطور بين المجالين (H, E)، في حين أن (Z) هي المعاوقة الكهربائية لـ (MT). في حالة 1-D يتحقق الشرط $Z_{xy}=Z_{yx}$ ، وبناءً عليه يجب أن تتساوى المقاومة الظاهرية في كلا الاتجاهين، وأيضاً الطور عند كل تردد. يمكن الحصول على علاقات مماثلة بين (Hz) ومركبتي المجال المغناطيسي الأفقي عند أي تردد، ويمكن كتابتها كالتالي:

$$H_z = T_x H_x + T_y H_y \quad (44)$$

حيث يتم تعريف T_x, T_y بعناصر تيبير Tipper elements. إن قيم (T) تساوي صفراً في الحالات أحادية البعد، ولكنها لا تساوي صفراً في الحالات ثنائية الأبعاد.

دوران المعاوقة الممتدة

إذا افترضنا أن محاور القياس (X, Y) تصنع زاوية (θ) مع خط الامتداد (المضرب) الحقيقي، وأن مركبات المجال في اتجاه المحاور الرئيسية المتباينة الأوضاع هي كما هو مبين بـ (الشكل 7.3). في هذه الحالة مركبات المجال المحولة والمنتقلة تكون:

$$E^- = R.E \quad \& \quad H^- = R.H \quad (45)$$

$$R = \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \quad (46)$$

$$E^- = Z^- . H^- \quad (47)$$

نتيجة دوران عناصر الكمية الممتدة من المحاور الإحداثية (x, y) إلى المحاور (x^-, y^-) بزواوية θ ، تصبح المعاوقة الكهربائية الممتدة كالتالي:

$$Z^-(\theta) = R(\theta) Z R^T(\theta) \quad (48)$$

وبناءً عليه، فإن علاقة المعاوقة الكهربائية بعد الدوران تكون:

$$E^- = R(\theta) Z R^T(\theta) H^- \quad (49)$$

بصفة عامة ومن المعادلة (48)، فإن عناصر Z^- بدلالة عناصر Z يمكن أن تأخذ الأوضاع

التالية:

$$Z^-_{xx}(\theta) = (Z_{xx} + Z_{yy}) / 2 - Z_0 \left(\theta + \frac{\pi}{4} \right) \quad (50)$$

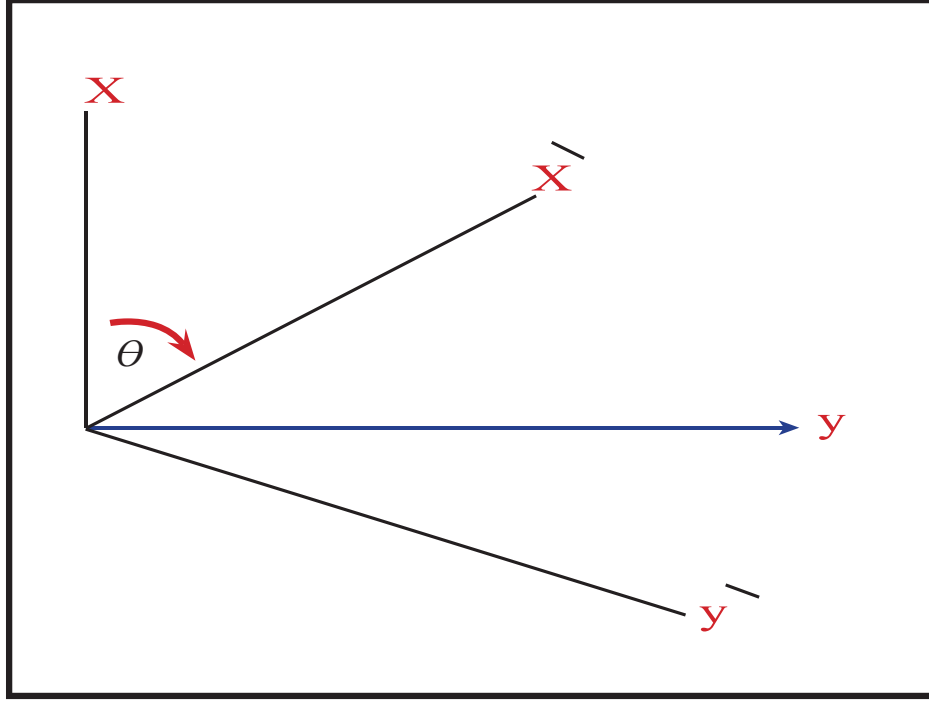
$$Z^-_{yy}(\theta) = (Z_{yy} + Z_{xx}) / 2 + Z_0 \left(\theta + \frac{\pi}{4} \right) \quad (51)$$

$$Z^-_{xy}(\theta) = (Z_{xy} - Z_{yx}) / 2 + Z_0(\theta) \quad (52)$$



$$Z^{-yx}(\theta) = (Z_{yx} - Z_{xy}) / 2 + Z_o(\theta) \quad (53)$$

$$Z_o = \frac{(Z_{xx} + Z_{yy})}{2} \cos 2\theta - \frac{(Z_{xx} - Z_{yy})}{2} \sin 2\theta \quad (54)$$



الشكل 7.3 : دوران المحاور

هناك عدة طرق مختلفة لإيجاد زاوية الدوران θ_0 بين الاتجاه المقاس وخط الامتداد (المضرب). إحدى هذه الطرق كما وصفت بواسطة (Vozoff, 1991) يتم تنفيذها من خلال دوران في خطوات ورسم البيانات الناتجة على رسم بياني قطبي Polar diagram، ليتم التقاط الزاوية المثلى من الشكل. البديل الآخر هو استخدام طريقة (Swift, 1967) التي من خلالها يمكن تمييز $Z_{XY}(\theta)$ ، $Z_{YX}(\theta)$ بالنسبة لـ θ لتعطي الزاوية θ_0 والتي عندها يمكن الحصول على أقصى قيمة للمعادلة التالية:

$$\left| Z^{-xy}(\theta_0) \right|^2 + \left| Z^{-yx}(\theta_0) \right|^2 \quad (55)$$

في هذه الحالة قيمة الزاوية θ_0 تساوي

$$\theta_0 = 1/4 \arctan \left(\frac{(Z_{xx} - Z_{yy}) \cdot (Z_{xy} + Z_{yx}) + (Z_{xx} - Z_{yy})^* \cdot (Z_{xy} + Z_{yx})}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} + Z_{yx}|^2} \right) \quad (56)$$

حيث يشير الرمز إلى المرافق المركب Complex conjugate.

إن هذا الحل يعني أيضاً زيادة $|Z_{xy}|$ ويخفض إلى الحد الأدنى من قيمة المعادلة الآتية:

$$|Z_{xx}|^2 + |Z_{yy}|^2 \quad (57)$$

في حالة وجود تركيب مثالي ثنائي الأبعاد، (Z_{xx} & Z_{yy})، يجب أن يساويا صفراً عند الزاوية θ_0 ولكن من الناحية العملية، لا يمكن أن ينقصا حتى يصلا إلى الصفر، وهنا يتم تقدير قيمة الزاوية θ_0 مع وجود نسبة غموض $\pm 90^\circ$ ، ويمكن حل هذا الغموض بالرجوع إلى معلومات جيولوجية إضافية. عند الدوران حتى 180° ، وعند الحصول على أدنى قيمتين للعناصر القطرية (Z_{yy} ، Z_{xx}) عند زاوية ما، في هذه الحالة تسمى محاور الإحداثيات عند هذه الزاوية محاور التوصلية النوعية العظمى. تسمى قيم المقاومة الظاهرية والطور عند هذين الاتجاهين المقاوميات الظاهرية والأطوار العظمى والصغرى، والتي يمكن التعبير عنها في الصورة التالية:

$$\rho_{maj} = 0.2T |Z^{-xy}|^2 \quad \& \quad \varphi_{maj} = \arg (Z^{-xy}) \quad (58)$$

$$\rho_{min} = 0.2T |Z^{-yx}|^2 \quad \& \quad \varphi_{min} = \arg (Z^{-yx}) \quad (59)$$

حيث ρ_{maj} هي القيمة العظمى للمقاومية، و ρ_{min} القيمة الصغرى للمقاومية.

هناك تعريف شائع ومهم يسمى دالة الاستجابة الفاعلة التي لا تتأثر بالدوران (Ranganayaki, 1984). هذه الدالة تشمل المعاوقة والمقاومية الفاعلة والطور الفاعل.



تحدد قيمة المقاومة الفاعلة من خلال المعادلة التالية:

$$Z_{eff} = (Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx})^{1/2} \quad (60)$$

لهذه المعادلة معنى فيزيائي، حيث تمثل القيمة المتوسطة لمعاوقة الوسط. يمكن الحصول على القيم المناظرة لها من المقاومة الفاعلة والطور الفاعل من المعادلتين التاليتين:

$$\rho_{eff} = \frac{1}{\mu w} |Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}| \quad (61)$$

$$\rho_{eff} = \arg (Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}) \quad (62)$$

في وجود وسط مثالي ثنائي الأبعاد في هذه الحالة تكون

$$\varphi_{eff} = \varphi_{xy} + \varphi_{yx} \quad \& \quad \rho_{eff} = (\rho_{xy} \rho_{yx})^{1/2}$$

تمثل هاتان الكميتان (ρ_{eff}, ρ_{eff}) المتوسط الهندسي للمقاوميات العمودية والمتوازية وأيضاً أطوارهما (Ranganayaki, 1984).

انحراف المعاوقة Impedance Skew

يعتبر انحراف المعاوقة هو أحد المؤشرات التي تستخدم في دراسة تباين خواص الوسط ويعطى بالمعادلة (Swift, 1967) كالتالي:

$$S = \left| \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \right| \quad (63)$$

الانحراف (S) يساوي صفراً في وجود وسط سواءً أكان أحادي الأبعاد أم ثنائي الأبعاد، وهذا نادراً ما يحدث في وجود بيانات فعلية مقاسه، إلا أن قيمة الانحراف تكون قريبة من الصفر، وذلك عند إجراء القياسات في اتجاه خط المضرب. عموماً أقصى قيمة انحراف مقبولة لنموذج ثنائي الأبعاد تساوي 0.4، بعدها يتم تفسير الوسط على أنه ثلاثي الأبعاد (Park et al., 1983).

3.3.3 المسح الحقلي Field Survey

يبين (الشكل 8.3) شكلاً تخطيطياً لنظام حقلي مثالي لتجميع بيانات (MT) لمحطة واحدة. يتكون الجهاز من ثلاثة مكونات رئيسية:

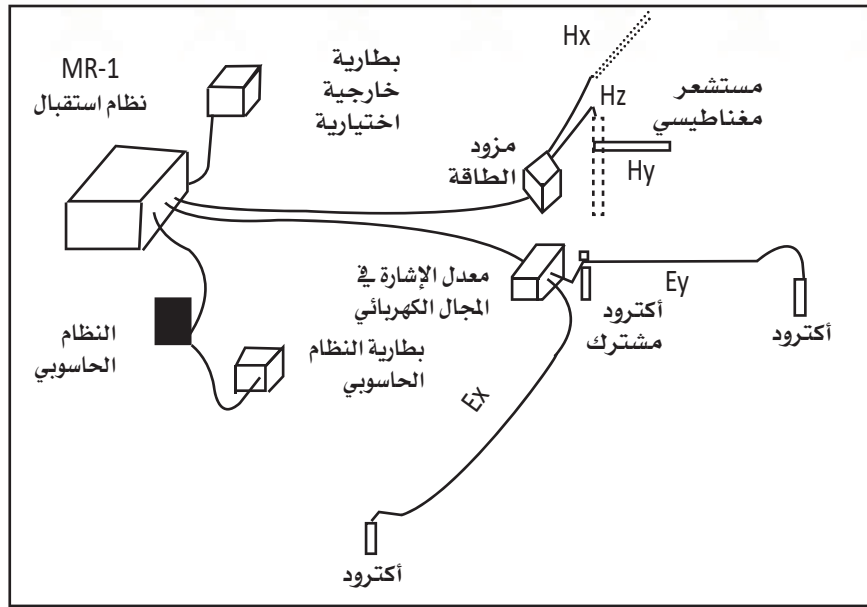
(A) أجهزة حساسة لقياس المجال المغناطيسي والكهربائي.

(B) مسجل بيانات (MT).

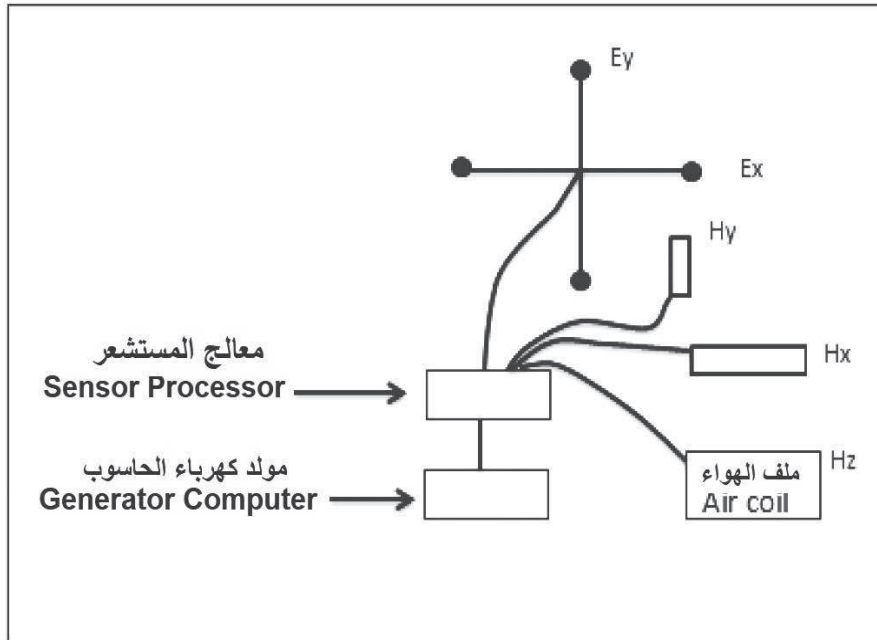
(C) حاسوب نقال.

يتم قياس المجال الكهربائي من خلال سلك طويل ممتد ومتصل بقطب كهربائي (إلكتروود) عند كل نهاية من السلك يتم من خلالها قياس فرق الجهد. تعتمد المسافة بين هذين الإلكتروودين على شدة التيار الموجود وعلى حساسية أجهزة القياس. وحيث أنه يجب قياس المجال الكهربائي في اتجاهين أفقيين متعامدين فإننا نحتاج إلى زوجين من الأقطاب الكهربائية (Two electric field dipoles). في بعض الأحيان ترتب هذه الإلكتروودات على شكل حرف (L) بمعنى أن هناك إلكتروداً مشتركاً (الشكل 9.3)، بدلاً من استخدام زوجين من الإلكتروودات. هناك أنواع عديدة من الأقطاب الكهربائية المستخدمة، التي يمكن تصنيفها إلى ثلاث مجموعات (Vozoff, 1991) وهي: أقطاب فلزية، وأقطاب من الجرافيت، وأقطاب غير مستقطبة. كل نوع يختلف عن الآخر في درجة الحساسية والدقة المطلوبة، وأيضاً في المدى الترددي المستخدم في القياس. على الجانب الآخر يتم قياس المجال المغناطيسي للمركبات المغناطيسية الثلاثة، ثتان منها أفقية متعامدة والأخرى رأسية. يتم قياسها من خلال الأجهزة الحساسة لقياس المجال المغناطيسي، منها ملفات الحث عالية النفاذية وأجهزة الماجنيتوميتر. يقوم المستقبل بتسجيل بيانات المجال الكهربائي والمغناطيسي ليبدأ في التكبير والترشيح وتنقية البيانات، ثم يتم تحويلها من الصورة التناظرية إلى الصورة الرقمية. يتصل المستقبل بالكمبيوتر، الذي تسجل عليه المجالات المغناطيسية والكهربائية في صورة متسلسلة زمنية .Time series





الشكل 8.3 : رسم توضيحي يبين مكونات جهاز MT في الحقل



الشكل 9.3 : يوضح نظام الـ MT حيث يتم قياس خمس معاملات في وقت واحد كدالة للتردد، من خلال قياس التغيرات في المجالات المغناطيسية الثلاثة (H)، والكهربائية اثنتين (E) على مدى من الترددات. (Dobrin, and Savit, 1988)

المجالات المغناطيسية المتغيرة للأرض، والتيارات التلورية التي تنتجها، لها سعة مختلفة. يمكن استخدام نسبة السعات لتحديد المقاومة الظاهرية لأكثر عمق في الأرض تخترقه طاقة هذا التردد.

$$\text{المقاومة الظاهرية} = \frac{1}{5f} \left(\frac{E_x}{H_y} \right)^2 \quad (64)$$

حيث E_x هي قوة المجال الكهربائي في الاتجاه (X) بالملي فولت

H_y هي قوة المجال المغناطيسي في اتجاه (Y) في جاما

f هو تردد التيار.

$$\frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{5 (\text{المقاومة الظاهرية})}{f}} = \text{عمق الاختراق} \quad (65)$$

تستخدم هذه الطرق بشكل شائع في تحديد سمك الأحواض الرسوبية، (الأعمق بالكيلومترات).

4.3.3 معالجة بيانات MT وتفسيرها

تشمل معالجة البيانات بصفة أساسية تحويل البيانات المسجلة للمجالات الكهربائية والمغناطيسية من متسلسلة زمنية بعد تنقيتها، إلى دوال الاستجابة الأرضية، مثل المقاومة الظاهرة والطور كدالة في التردد، ويتم ذلك من خلال تحويل فوريير وأطياف القوة، ويتم تنفيذ التحويل بواسطة برامج الحاسوب المتاحة والمعدة لهذا الهدف. يجب أولاً وقبل التفسير، الحصول على زاوية الدوران حتى يتم الحصول على البيانات وكأنها مقاسة على طول خط المضرب والمعتمد له خاصة إذا كان الوسط ثنائي الأبعاد. أحد المشاكل التي تواجه طريقة (MT) هو وجود أجسام سطحية



أو بطريقة أخرى عدم وجود تجانس قريب من السطح. يظهر هذا التأثير على بيانات المقاومة الظاهرة فقد توجد مثلاً بيانات المقاومة الظاهرة متشابهة في الاتجاهين، في وجود وسط أحادي الأبعاد، إلا أن هناك إزاحة رأسية وأفقية، وفي الوقت نفسه لا يوجد تأثير في الطور في كلا الاتجاهين. هذا التأثير يسمى الإزاحة الإستاتيكية Static shift ويجب إزالته قبل أي تفسيرات دقيقة. هناك طرق عديدة لإزالة هذا التأثير، من بينها؛ استخدام بيانات طريقة الكهرومغناطيسية العابرة (TEM) والتي تعتبر أقل تأثراً بعدم التجانس السطحي (Sharma, 1997).

الهدف من مرحلة التفسير هو فهم العلاقة بين بارامترات أو دوال الاستجابة الأرضية مع الموصلية النوعية التحت سطحية للأرض، وقد يتم ذلك من خلال تفسير وصفي للبيانات، من خلال رسم العلاقة بين البارامترات المحسوبة مثل المقاومة الظاهرة مقابل التردد. يتم تفسير البيانات أيضاً كميّاً من خلال برامج النمذجة المعدة والمتاحة حالياً للأوساط المختلفة أحادية وثنائية وثلاثية الأبعاد (Mackie, 1996).

5.3.3 تطبيقات طريقة التيار الأرضي المغناطيسي (MT)

يوجد العديد من الدراسات والتي من خلالها يتم تصنيف تطبيقات طريقة (MT) في الاستكشاف لأغراض جيولوجية مختلفة. تشمل هذه التطبيقات؛ دراسات البحث عن المياه الجوفية، والدراسات الهندسية المدنية، والاستكشاف المعدني، وتقييم الأحواض الترسيبية من ناحية الاستكشاف النفطي (Savin et al., 2001)، وأيضاً في الدراسات المرتبطة بالحرارة الأرضية. كما أظهرت الطريقة فاعليتها في الحصول على معلومات عن خصائص القشرة الأرضية، والوشاح، وفي الدراسات الجيوتكتونية، وفي التنبؤ بالزلازل (Matsushima et al., 2001، Ingham et al., 2001، Arora et al., 1997). تعتبر طريقة (MT) البديل القوي للطريقة السيزمية وخاصة في المناطق التي لا تعطي فيها طريقة الانعكاس السيزمي بيانات جيدة، مثل المناطق التي تتواجد فيها القباب الملحية أو النطاقات ذات الصخور البركانية والتي قد تؤدي إلى تشتت الطاقة السيزمية (Constable et al., 1998).

وحيث أن الموصلية النوعية مرتبطة بشكل قوي مع المسامية، فإن هذه الطريقة بمفردها أو باقترانها مع السرعات السيزمية تستخدم في حساب المسامية والنفذية (Arora et al., 1999). برزت أيضاً هذه الطريقة بشكل قوي في الدراسات البيئية المتعلقة بتلوث المياه الجوفية (Pedersen et al., 2001). كل هذا المدى من التطبيق يرجع إلى المدى الترددي المستخدم في هذه الطريقة، وخاصة أنها تم تطويرها للحصول على ترددات عالية من مصادر متحكم فيها، بالإضافة إلى المصادر الطبيعية، وذلك للاستفادة منها في الأغراض الضحلة والعميقة، حيث كما هو واضح من العلاقات السابق ذكرها، أنه كلما قل التردد زاد العمق والعكس صحيح.

يتمثل العيب الرئيس لهذه الطريقة في صعوبة الحصول على البيانات في المناطق الصاخبة كهربائياً، أو حيث يكون السطح غير مستقر. وتكمن قوة هذه الطريقة في قدرتها الفريدة على الاستكشاف من أعماق ضحلة جداً إلى أعماق كبيرة جداً، بدون مصادر طاقة اصطناعية وبتأثير بيئي ضئيل أو معدوم. عند الترددات العالية، يستخدم التردد الصوتي (MT) لرسم خرائط للمياه الجوفية ورواسب المعادن الأساسية الرئيسة على أعماق تتراوح من 50-100 متر إلى عدة كيلومترات. ومع ذلك، فإن التطبيق الرئيس لـ (MT) هو التنقيب عن البترول في المناطق التي يكون فيها الانعكاس الزلزالي باهظ التكلفة أو غير فاعل، مثل التضاريس القاسية أو تحت البراكين.



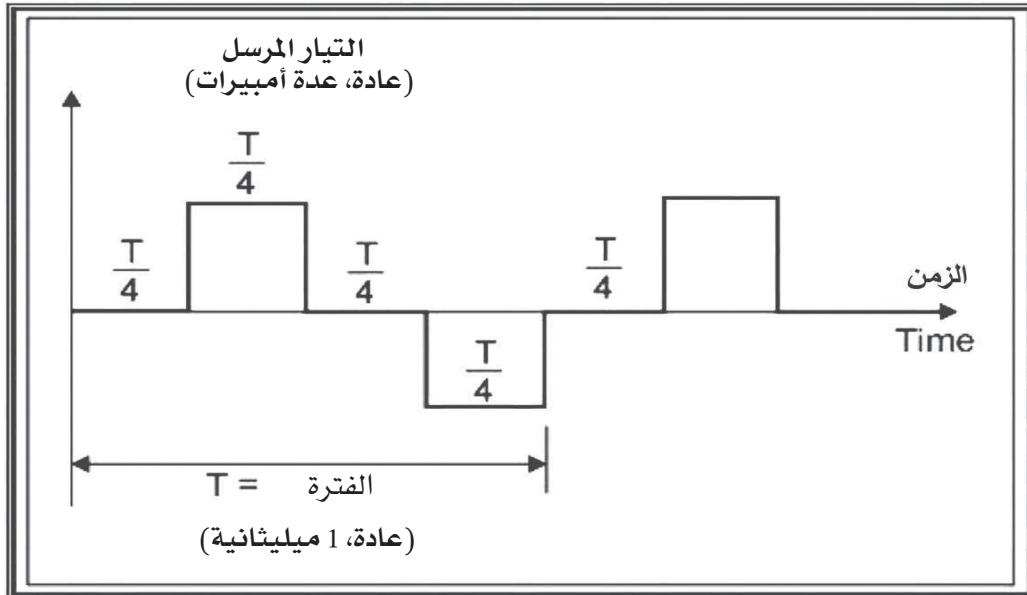
4.3 الطريقة الكهرومغناطيسية المعتمدة على نطاق الزمن

Time-Domain Electromagnetic Method (TDEM)

الطريقة الكهرومغناطيسية العابرة (TEM)، والتي تسمى بالتناوب النطاق الزمني EM (TDEM) أو النبضة EM (PEM)، هي طريقة جيوفيزيائية غير تدخلية، شائعة الاستخدام للحصول على بيانات الموصلية والمقاومية تحت السطح. ونظراً لأن الموصلية الصخرية ترتبط ارتباطاً وثيقاً بخصائص الصخور، فإن (TEM) هي طريقة فاعلة لرسم خرائط التغيرات داخل الصخور أو التربة. على سبيل المثال، طبقات الطين التي تقيد تدفق المياه الجوفية والعصارة الموصلة في المياه الجوفية، والتسرب في السدود الترابية. كما استخدمت طرق (TEM) في التنقيب عن المعادن لأكثر من نصف قرن، وتستخدم الآن في مجموعة واسعة جداً من التطبيقات في الاستكشاف والهندسة والتحقيق البيئي. يمكن أن يتفاوت عمق التحقق من 10 أمتار إلى أكثر من 1000 متر، اعتماداً على حجم حلقة جهاز الإرسال المستخدمة، والطاقة المتاحة من جهاز الإرسال، والضوضاء الكهرومغناطيسية المحيطة. يتم استخدام طريقة الكهرومغناطيسية المعتمدة على نطاق الزمن (TDEM) بفاعلية في قياس المقاومة الكهربائية أو (معكوسها الموصلية) للأرض مقابل العمق، وبالتالي يمكن الاستفادة منها في الحصول على معلومات واستطلاع رأسي عن الوضع تحت السطحي. تعتبر هذه الطريقة مكتملة لطريقة المقاومة الكهربائية أو كبديل في المناطق ذات الظروف الجيولوجية التي قد يستحيل معها استخدام المقاومة الكهربائية.

1.4.3 مفاهيم أساسية Basic Concepts

تعتمد طريقة (TDEM) على الزمن، ويكون التيار المرسل في صورة دورية، إلا أنه في صورة موجة مربعة متماثلة، كما هو واضح في (الشكل 10.3). يتضح من هذا الشكل أنه بعد الربع الثاني من كل دورة يهبط التيار المرسل إلى الصفر لربع دورة، عند ذلك يتدفق في الاتجاه المعاكس. يمكن فهم الأسس التي بني عليها طريقة (TDEM) نسبياً بسهولة كالتالي. عند اختزال التيار المار في المرسل فجأة إلى الصفر، تستحث نبضة جهداً كهربائياً لمدة قصيرة في الأرض طبقاً لقانون فارادي. هذا الجهد يسبب تياراً حلزونياً يتدفق في الجوار المحيط لسلك المرسل، كما هو مبين بـ (الشكل 11.3). يمر هذا التيار الناتج في الجوار على الأرض في حلقات مشابهة تماماً لشكل حلقة سلك المرسل. مع ذلك وبسبب المقاومة الأرضية المحددة، تبدأ سعة التيار في الاضمحلال في الحال. يستحث هذا التيار المضمحل بنفس الطريقة نبضة جهد كهربائي التي تسبب تدفق تيار أكبر، لكن في مسافة أكبر من حلقة المرسل، وأيضاً عند عمق أكبر كما هو واضح بـ (الشكل 12.3). يضمحل تدفق هذا التيار الأعمق، أيضاً نتيجة



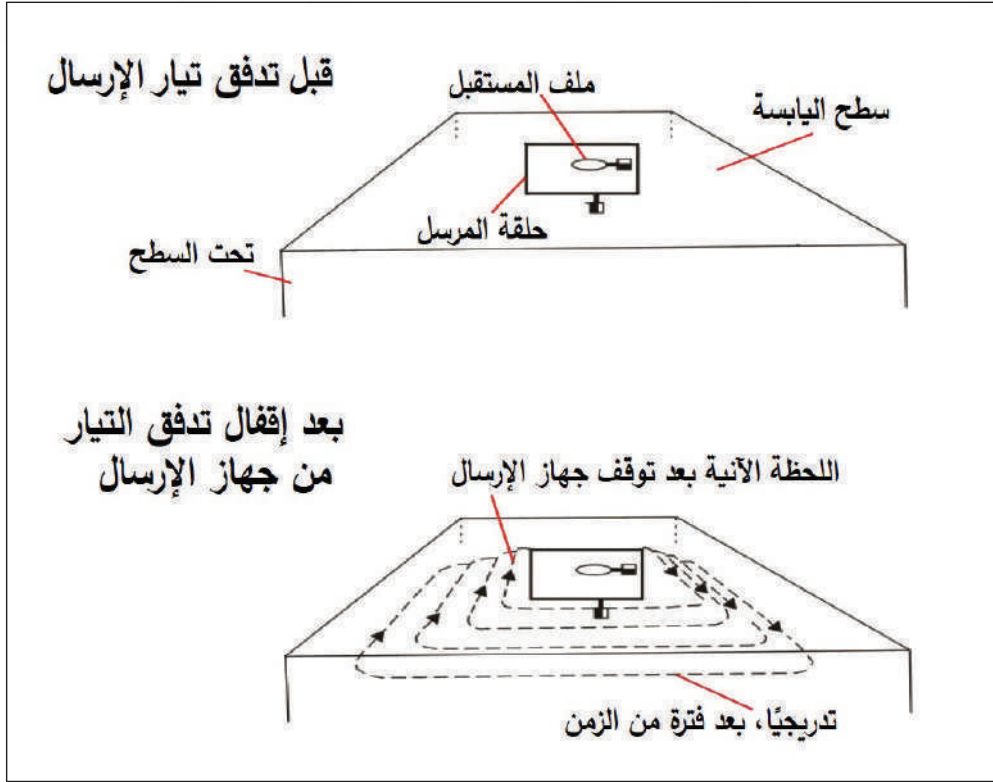
الشكل 10.3 : الشكل الموجي للتيار المرسل (<http://ocw.mit.edu>)



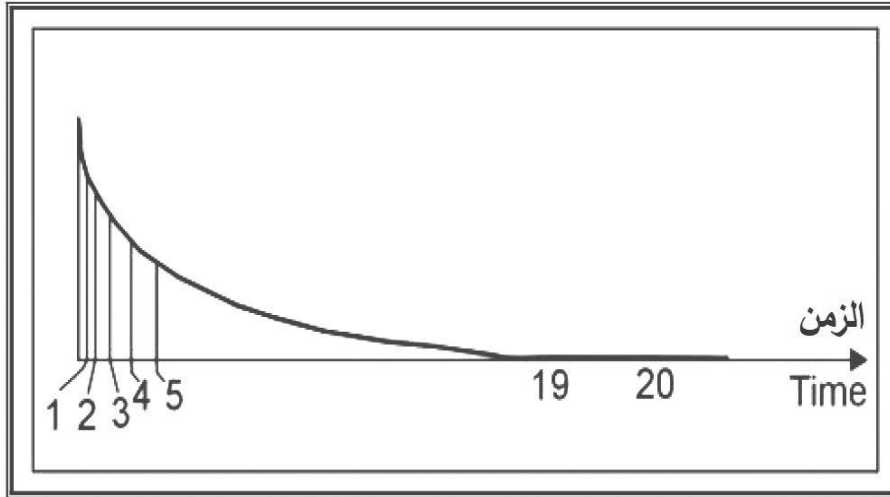
مقاومة الأرض المعنية، مستحثاً تياراً يتدفق لعمق أكبر، وهكذا تستمر هذه العملية. يتم قياس سعة هذا التيار مقابل الزمن عن طريق قياس مجاله المغناطيسي المضمحل من خلال الملف المستقبل. مما سبق يتضح أنه بعمل قياسات لتغير المجال المغناطيسي أو الجهد الناتج خلال المستقبل عند أزمنة متتالية ومتتالية قد يعبر عن المقاومة الكهربائية للأرض عند أعماق متعاقبة. يتم قياس هذا الجهد المضمحل مع الزمن بطريقة دقيقة، من خلال بوابات زمنية ضيقة للمستقبل، كما هو واضح في (الشكل 13.3). كل فتحة تسجل سعة الجهد المضمحل، مثلاً عند 20 زمناً متتالياً أو أكثر حسب العمق المطلوب، كلما زادت البوابات الزمنية للقياس اتجهنا لعمق أكبر. بينما البوابات الزمنية الأولى والتي عندها يتغير الجهد العابر بسرعة تكون ضيقة، فإن البوابات المتأخرة والتي عندها يتغير الجهد العابر ببطء تكون أوسع. من الملاحظ أنه يتم استقبال تسجيل جهد عابر أربع مرات خلال كل دورة كاملة، ومع ذلك، تتم القياسات فقط للجهد العابر الذي عنده يكون تيار المرسل صفراً. هذه القياسات لا تستغرق سوى ثوانٍ معدودة، حيث القياسات خلال دورة كاملة تكون في مدى 1 ملي ثانية أو أقل، وهذا يعني أنه مع تكرار وتجميع القياسات Stacking لمئات من المرات لهذا الجهد العابر، لن يستغرق سوى ثوانٍ قليلة، وبالتالي يمكن أخذ المتوسط لهذه القيم، وهذا مهم جداً لتحسين القراءة من الضوضاء/التشويش الذي يحدث لهذه النبضات.

2.4.3 المسح الحثلي Field Survey

يعتمد المسح الكهرومغناطيسي القائم على الزمن أساساً على نمط الاستطلاع الرأسي. يبين (الشكل 14.3) تصميم نظام المسح. يتصل المرسل كما نرى في الشكل بسلك على هيئة مربع حثلي وموضوع على الأرض. يساوي الطول الجانبي للمربع الحثلي تقريباً العمق المطلوب للاستكشاف، باستثناء الأعماق الضحلة الأقل من 40 متراً التي يكون فيها الطول الجانبي الحثلي صغيراً لدرجة قد تصل من 5 إلى 10 أمتار في أرض ذات مقاومة عالية نسبياً. يتم توصيل ملف مستقبل متعدد اللفات، وموضوع في مركز المرسل الحثلي بالمستقبل، من خلال كابل ذي طول مرسل قصير.

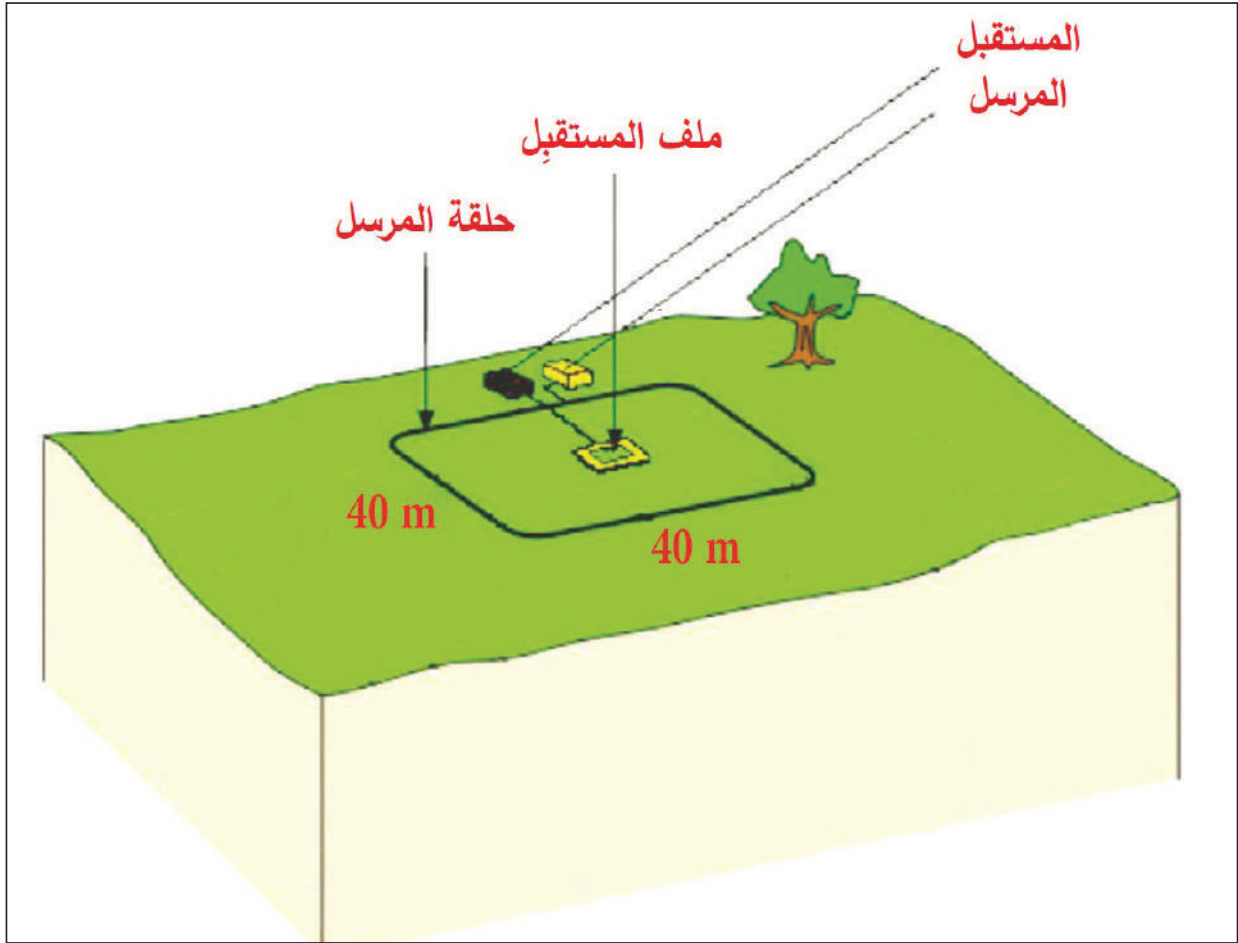


الشكل 11.3: تدفق تيار المرسل في الأرض (<http://ocw.mit.edu>)



الشكل 12.3 : بوابات زمنية ضيقة لقياس الجهد





الشكل 13.3 : الترتيب الحلقي المركزي لسبر الأعماق

هذا الترتيب يُسمى الترتيب الحلقي المركزي للاستطلاع الرأسي (Central loop sound-ing configuration) كما هو مبين بالشكل. في هذا النظام، حجم حقل المرسل تتراوح بين 50×50 و 500×500 م، حسب عمق الاستكشاف المطلوب. هناك عدد من الأنظمة الأخرى المختلفة يمكن استخدامها، أكثر هذه الأنظمة استخداماً؛ الحلقي الفردي، والحلقي المنفصل ذو المسافة القصيرة، والحلقي المنفصل ذو المسافة الكبيرة .

النظام الحلقي الفردي Single Loop Configuration

يبين (الشكل 14.3) النظام الحلقي الفردي، حيث يتم استخدام الحلقة كمرسل (T_x) عندما يسري التيار بها، ويتم استعمالها كمستقبل (R_x) عند انقطاع التيار ووصوله إلى قيمة الصفر. الحجم الأكثر شيوعاً لهذا النظام هو 50×50 و 100×100 و 200×200 م. في حالة استخدام حجم أصغر من ذلك، يتطلب استخدام أكثر من حلقة، ليعطي عزم استقطاب مزدوج. يزداد عمق الاستكشاف مع زيادة حجم الحلقة، وقد يصل إلى 2-3 أضعاف من الطول الجانبي للحلقة.

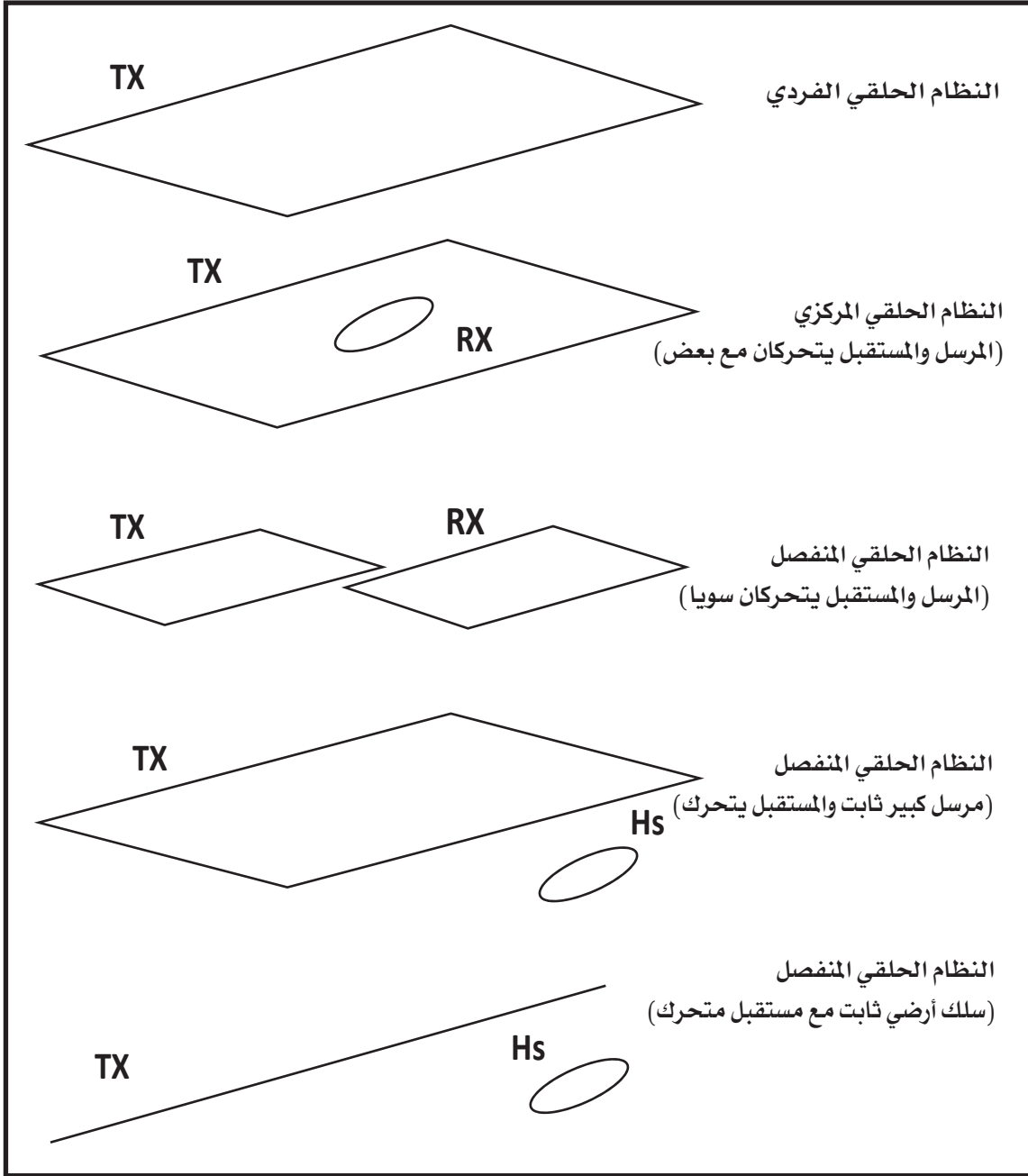
النظام الحلقي المنفصل Offset Loop Configuration

في هذا النظام المرسل نجد أن المرسل منفصل تماماً عن المستقبل، ويمكن أن يتحركاً سوياً عند الانتقال إلى نقطة استطلاع أخرى. في بعض الأنظمة فإن المرسل فيها عبارة عن حلقة كبيرة، يصل أحد جوانبها إلى 1 كم طولاً. يتجول مستقبل صغير داخل وخارج المرسل على هيئة خطوط عمودية على جانبي المرسل. يمكن من خلال هذا النظام الحصول على عمق اختراق استكشافي أكبر.

3.4.3 حساب المقاومة الظاهرية لطريقة TDEM

يبين (الشكل 15.3) علاقة شبه خطية بين الجهد العابر المقاس مقابل الزمن داخل الأرض المتجانسة، والتي تعني أن المقاومة ثابتة لا تتغير، كلما تحركنا أفقياً أو رأسياً. عندما يتم رسم هذه العلاقة مرة ثانية على مقياس خوارزمي (الشكل 15.3) نجد أن الجهد المقاس يمكن تقسيمه إلى ثلاث مراحل، المرحلة المبكرة، التي يكون فيها الجهد ثابتاً مقابل الزمن، المرحلة المتوسطة التي يتغير فيها الجهد باستمرار مع الزمن. المرحلة المتأخرة التي عندها تصبح العلاقة خطاً مستقيماً. يتضح من ذلك أن العلاقة الرياضية هي عموماً معقدة بين الموصلية والزمن. مع ذلك وأثناء المرحلة المتأخرة، نجد أن العلاقة الرياضية التي تشير بأن





الشكل 14.3 : نظام المسح الحلقي (Swift, 1990)

الجهد يتغير مع الزمن ومع الموصلية، يمكن صياغتها بالمعادلة التالية:

$$e(t) = \frac{k_1 M \sigma^{3/2}}{t^{5/2}} \quad (66)$$

حيث $e(t)$ هو الجهد المقاس من ملف مستقبل ذي لفة واحدة ومساحة 1 متر مربع

k_1 ثابت، M ناتج ضرب التيار المار في المرسل (Tx) مضروباً في المساحة

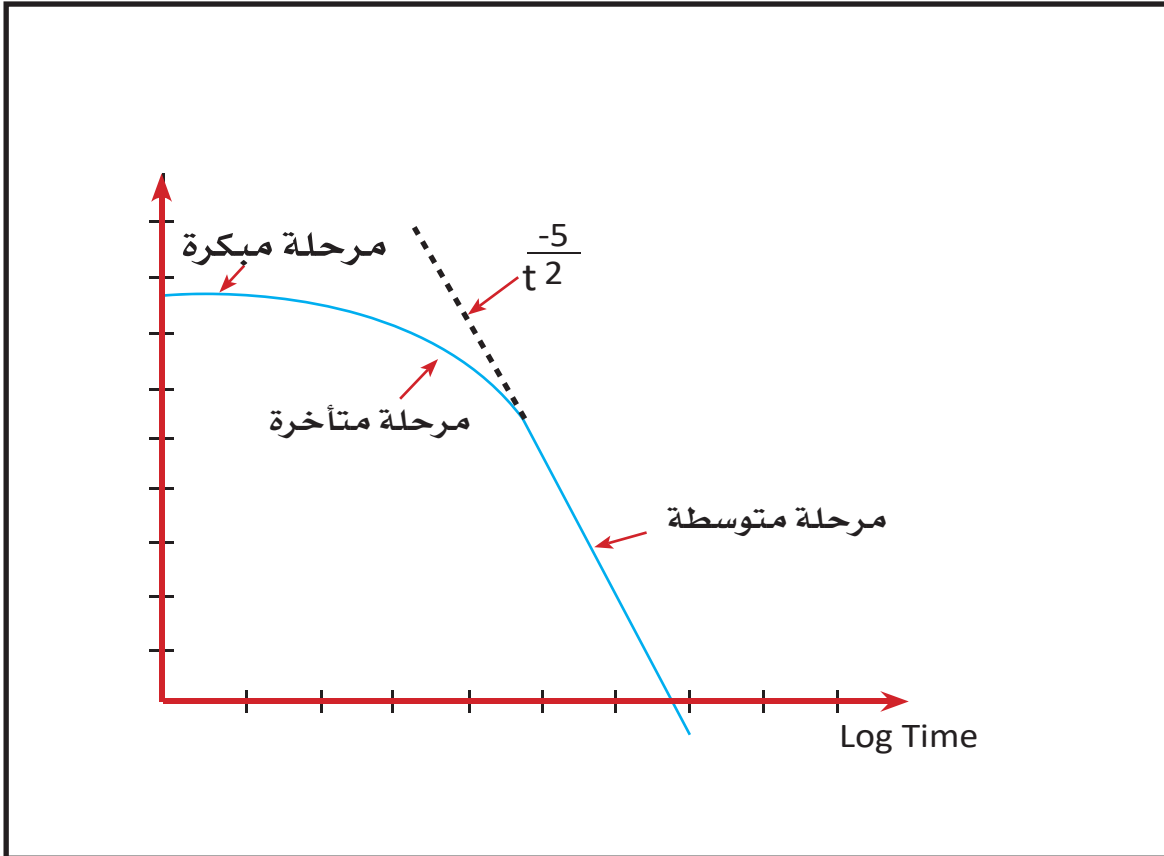
σ الموصلية (siemens/m = S/m = 1/Ωm)

t الزمن (s)

كما نرى في المعادلة (66) أن الجهد $e(t)$ يتناسب طردياً مع $\sigma^{3/2}$ أي أنه أكثر تأثراً وحساسية للموصلية، وبالتالي يمكن تمييز الأنواع المختلفة من الصخور ذات فارق صغير في الموصلية بينهما. نلاحظ أنه أثناء المرحلة المتأخرة، يضمحل الجهد المقاس مع الزمن بمعدل $t^{-5/2}$ وهذا معدل سريع في الاضمحلال إلى أن تختفي الإشارة المعبرة عن الجهد المقاس في النهاية، وتبدأ الضوضاء في الظهور، وبالتالي يستحيل القياس أكثر من ذلك، ليمثل هذا الجهد أقصى عمق استكشاف يمكن الحصول عليه. من الملاحظ أنه مع زيادة الزمن يزداد عمق حلقات التيار، وتستخدم هذه الظاهرة لإتمام الاستطلاع الرأسي للمقاومية مع العمق. وحيث أن المقاومة تتناسب عكسياً مع الموصلية أي أن $(\rho = 1/\sigma)$ ، لذلك، فإن المعادلة (66) يمكن إعادة ترتيبها كالتالي:

$$\rho_a(t) = \frac{k_2 M^{2/3}}{e(t)^{2/3} t^{5/3}} \quad (67)$$





الشكل 15.3 : مقياس خوارزمي للعلاقة بين الجهد المقاس مقابل الزمن
(<http://ocw.mit.edu>)

4.4.3 التأثيرات المختلفة على TDEM

يعتبر ما يسمى تأثير الاستقطاب المستحث أحد المؤثرات الرئيسة على قراءة TDEM. يفترض أن البيانات التي يُحصل عليها بواسطة TDEM تكون غير معتمدة على التردد أو زمن التأخير. هذا الافتراض يكون صحيحاً في معظم الأحيان عند تردد يتراوح بين 10 و 10000 هرتز. عندما يحدث تغير في الموصلية مع التردد، أي زيادة الموصلية مع التردد، في هذه الحالة يقال أن المادة مستقطبة. يُعزى تأثير هذا الاستقطاب الكهربائي (IP) إلى تدفق التيار في المادة المستقطبة (Nabighian and Macnae, 1991). التيار الناتج من الاستقطاب عادة ما يكون في الاتجاه المعاكس، مؤدياً إلى انخفاض التيار المستقطب الرئيس ذي القيمة الموجبة. يكون هذا التأثير ذو تأثير حاد، وقد يؤدي إلى أن الاستجابة الناتجة من قياس جهد TDEM تصبح سالبة لبعض المدى من زمن القياس. يستقطب التيار المصاحب لهذه الاستجابة الموجبة الجسم، ويزداد هذا الاستقطاب مع زيادة الاستجابة الموجبة، التي يجب أن تضحل سريعاً. مثل هذا التأثير يظهر جلياً عند أزمنة متأخرة، حيث نجد قراءات TDEM سالبة القيمة.

قد تؤثر المواد المغناطيسية superparamagnetic بشكل فاعل في قراءة TDEM. يظهر هذا التأثير مع المواد القريبة من السطح، التي تحتوي على نفاذية مغناطيسية تعتمد على التردد، والتي تؤدي إلى قياس خاطئ لقيمة المقاومة الظاهرة مقابل الزمن. يكون هذا التأثير منحصراً في المنطقة التي تشغل 3 أمتار من حلقة المرسل. يمكن كشف هذا التأثير عندما تكون حلقة المستقبل قريبة أو في جوار حلقة المرسل. من الضروري إزاحة حلقة المرسل والمستقبل مسافة لا تقل عن 3 أمتار في حالة وجود هذا التأثير. قد تسبب أيضاً التغيرات المحلية في النفاذية المغناطيسية تأثيراً في قراءة TDEM، إلا أن تأثيرها يكون قليلاً باستثناء المعادن الغنية بالحديد. يمكن تخريط هذه التغيرات في النفاذية المغناطيسية باستخدام أجهزة المغناطيسية.

الغطاء الصخري الموصل Conductive overburden أو الصخور السطحية المجاورة هي في أغلب الأحيان موصلة، وقد تعوق قياسات TDEM حتى مع وجود صخر مضيف ذي توصيلية



ضعيفة. هذا الغطاء الصخري الموصل قد يعوق اكتشاف الهدف المرغوب الموجود داخل صخر مضيئ ذي مقاومة عالية. يؤدي هذا الغطاء الصخري الموصل أيضاً إلى زيادة في القراءات المسجلة، وبالتالي يتم القياس لقراءات TDEM لفترة أطول بما يسمى زمن التأخير Delay time. يتناسب الجهد الناتج من الغطاء الصخري طردياً مع حاصل ضرب الموصلية في سمك الغطاء الصخري الموصل، وأيضاً مع الأبعاد الكلية لنظام القياس. قد يحدث اختلاط بين تأثير هذا الغطاء الصخري وخاصة عندما يكون غير متجانس مع الجسم الموصل الذي يسفله. هناك تأثيرات جيولوجية قد تكون مصدر ضوضاء (Swift, 1990) لقراءات TDEM والتي يمكن ذكرها في النقاط التالية:

- وجود أجسام موصلة قريبة من السطح وثلاثية الأبعاد، قد تؤدي إلى تجمع وحبس التيار داخلها وتمنعه من المرور بشكل صحيح.
- تغيرات جانبية ورأسية داخل الطبقات ناتجة من عوامل عدة منها؛ اختلاف نوع ومحتوى المائع في الفراغات، وتأثير التجوية على الرسوبيات.
- عدم استمرارية الطبقة نتيجة وجود صدوع تعوق تدفق التيار.
- اختلافات في عمق الأسطح الفاصلة بين الطبقات.

5.4.3 معالجة بيانات TDEM وتفسيرها

يعتبر النظام الحلقي المركزي السابق ذكره، هو أكثر الأنظمة شيوعاً. وحيث أن طريقة (TDEM) تعتمد أساساً على نمط الاستطلاع الرأسي، فإن البيانات الناتجة تكون عبارة عن سلسلة من القيم الممثلة للجهد الناتج من المستقبل لتتابع من أزمنة البوابات المختلفة. يتراوح زمن هذه البوابات من قيم قليلة من الميكروثانية إلى عشرات أو مئات من المليثانية بعد قطع التيار في الملف المرسل. يعتمد المدى الزمني لهذه البوابات على عمق الاستكشاف المطلوب. يقيس الملف المستقبل معدل التغير الزمني في المجال المغناطيسي $e(t) = dB/dt$ كدالة في الزمن أثناء وجود التيار العابر. وحدة الجهد المقاس تكون (V/m^2) من مساحة الملف المستقبل. مع ذلك وحيث أن الإشارة المقاسة من الجهد تكون صغيرة، فإنه عادة ما يتم استخدام الوحدة (nV/m^2) ، ويتراوح الجهد المقاس من آلاف من (nV/m^2) عند الأزمنة المبكرة لأقل من $(0.1 nV/m^2)$ عند أزمنة متأخرة. هناك سؤالان يجب الإجابة عليهما قبل إتمام الاستطلاع الرأسي أو مسبار المقاومة الكهربائية بواسطة (TDEM):

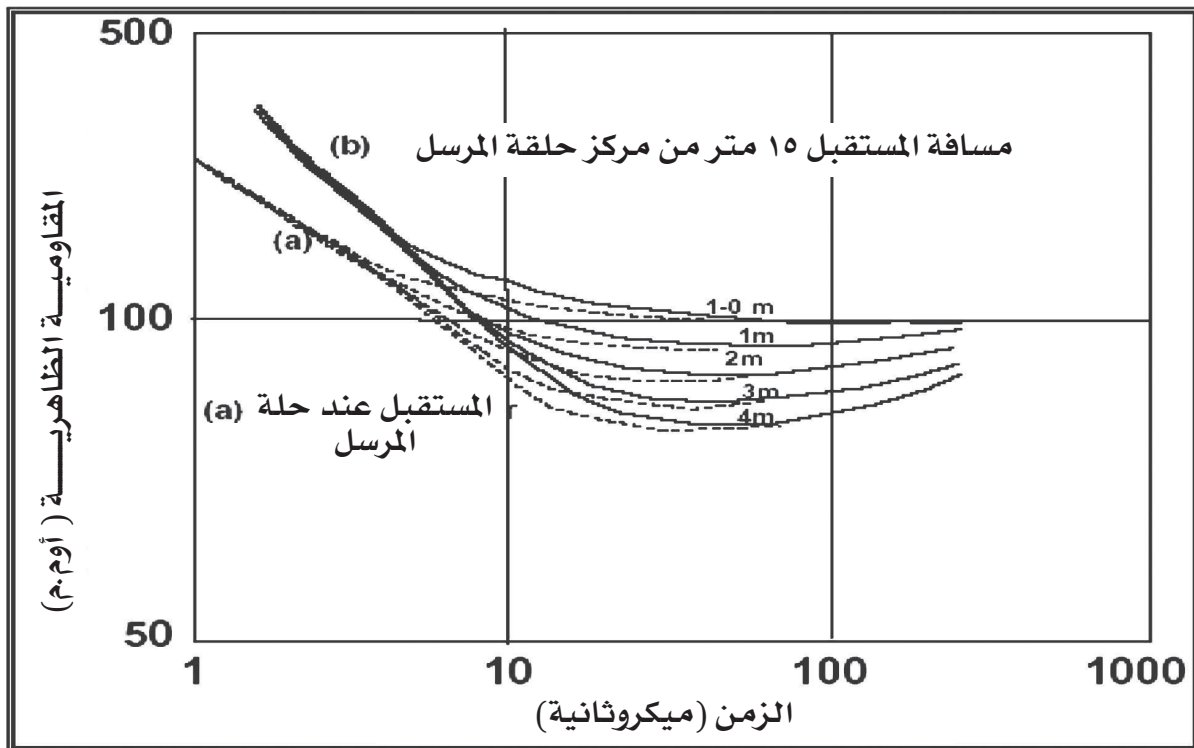
(1) ما أبعاد ملف المرسل؟

(2) ما كمية التيار التي يجب تدفقها إلى المستقبل؟

يمكن الإجابة على هذين السؤالين باستخدام برامج الحاسوب المباشرة لنمذجة الطبقات. يتطلب ذلك تخمين عدد الطبقات وسمك كل طبقة من خلال المعلومات الجيولوجية المتاحة. يتم إدخال هذه البيانات في البرنامج مع حجم حلقة المرسل والتيار المقترح، وبالتالي نستطيع حساب الجهد العابر، وأيضاً المقاومة الظاهرة كدالة في الزمن. يبين (الشكل 16.3) العلاقة بين المقاومة الظاهرة المحسوبة كدالة في الزمن لنوعين من الأنظمة المستخدمة. من خلال هذه العلاقة يمكن معرفة التيار والحجم المناسب للمرسل. في المراحل الأولى من تفسير بيانات TDEM كان يتم استخدام منحنيات قياس المقاومة الظاهرة المحسوبة عددياً والمعدة من قبل لمجموعة متنوعة من طبقات الأرض. يتم مقارنة بيانات الحقل بمنحنيات مختارة يمكن من



خلالها تحديد القطاع الجيوكهربائي الحقيقي. حديثاً، ومع حلول أجهزة الحاسوب السريعة وتطور برامج النمذجة العكسية وغير المباشرة، سمحت بتحويل وتفسير البيانات الحقلية في صورة طبقية في خلال دقائق. تطورت هذه البرامج في الآونة الأخيرة وأصبحت تتعامل مع الأوضاع تحت السطحية ثلاثية الأبعاد. تعاني هذه الطريقة كغيرها من الطرق الكهربائية الأخرى من ظاهرة التكافؤ Equivalence، التي تنص على أنه يمكن الحصول على أكثر من نموذج جيوكهربائي يلائم البيانات المقاسة، مما يسمح للمفسر أن يقرر الحل السليم داعماً اختياره بمعلومات جيولوجية إضافية.



الشكل 16.3 : الحسابات المباشرة باستخدام النظام الحلقي ونظام الإزاحة (Swift, 1990)

6.4.3 محاسن وعيوب طريقة TDEM

إن إحدى الميزات الرئيسية لاستخدام الاستطلاع الرأسي لطريقة (TDEM) هي؛ أن مساحة الإتساع الإجمالي المطلوبة لأنظمة القياس هي أقل بكثير من عمق الاستكشاف. في الحالات المعتادة التي تتغير فيها مقاومة الأرض جانبياً نجد أن طريقة (TDEM) تشير إلى هذه التغيرات بطريقة أكثر دقة. إذا كانت هذه الاختلافات الجانبية على مسافات قريبة من بعضها، في هذه الحالة نستطيع عمل قياسات لكل محطة تبعد عن الأخرى بمسافة تساوي طول حلقة الملف المرسل. الميزة الثانية لطريقة (TDEM) أنها لا زالت تعطي نتائج معتدلة عن عمق الحد الفاصل الجيوكهربائي المائل. تكون هذه الطريقة أكثر حساسية للمواد الموصلة كهربائياً، وأقل تأثراً بالتضاريس السطحية المختلفة. هذا بالإضافة إلى أنه يمكن عمل هذا الاستطلاع الرأسي في وقت قصير، وبالتالي يمكن تجميع عدد هائل من البيانات للموقع نفسه لنحصل على قراءات أكثر دقة، حيث نسبة الإشارة للضوضاء تكون جيدة جداً.

يمكن تلخيص ميزات طريقة مسبار (TDEM) في النقاط التالية:

- سرعة إتمام المسح.
- الحصول على بيانات ذات جودة عالية مع وجود تغيرات جانبية.
- أكثر حساسية للموصلية الكهربائية.
- لا يوجد مشاكل في حقن التيار في طبقة سطحية ذات مقاومة عالية.

مع ذلك هناك مشاكل في استخدام هذه التقنية وهي:

- لا تعمل بطريقة جيدة في الصخور ذات المقاومة العالية.
- أجهزة (TDEM) تعتبر أكثر تكلفة وأكثر تعقيداً.
- برامج تفسير التراكيب تحت السطحية ثلاثية الأبعاد، لازالت في مرحلة التطوير.



7.4.3 تطبيقات طريقة TDEM

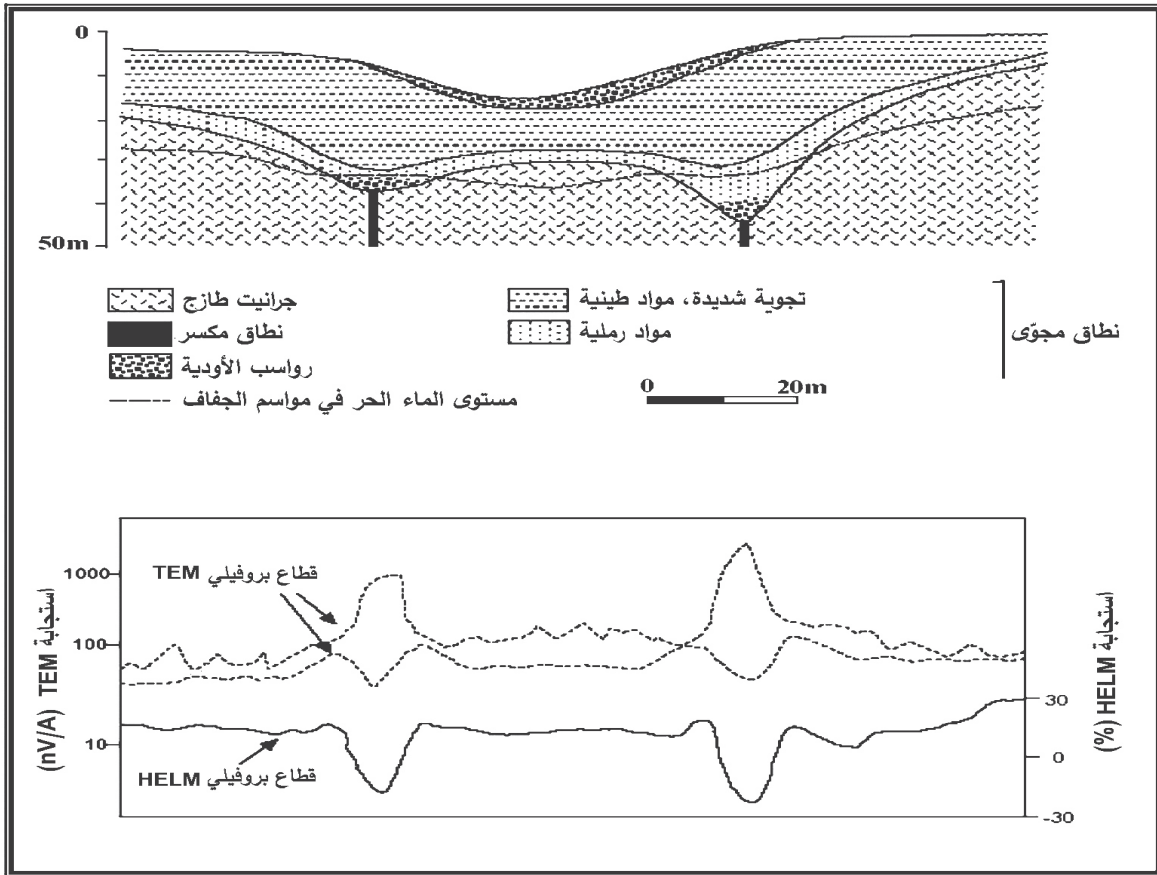
يتم استخدام طريقة (TDEM) على مدى واسع في مجال التعدين وفي الفحوصات الجيولوجية والهيدروجيولوجية والبيئية والجيوتقنية. مع ذلك تركز معظم الدراسات على استخدامها في مجال التعدين، وفي التنقيب عن المياه الجوفية، وخاصة في تخريط تداخل المياه المالحة في خزانات المياه الجوفية في المناطق الساحلية. طريقة (TDEM) هي فاعلة جداً في اكتشاف التغيرات الطفيفة في المقاومة وخاصة في الأوساط ذات الموصلية النوعية العالية. هذه الخاصية جعلت تطبيق هذه الطريقة في مجالات جديدة لها علاقة بالجيوفيزياء الهندسية والبيئية، مثل اكتشاف مناطق الخسف، أو تخريط مدى تلوث المياه الجوفية، ومراقبة انتشار مناطق التلوث، وتحديد السطح الفاصل بين الخزان الجوفي الحامل للمياه العذبة والآخر الحامل لماء البحر. يُعزى هذا إلى أن مقاومة الصخر الحامل لماء البحر أقل مقاومة من الصخر الحامل للماء العذب، والتي تتراوح في الأخير ما بين 20-100 أوم - متر (Kelly and Mares, 1993).

يعتبر المسح الجيوفيزيائي لطريقة (TDEM) مع (DC) أنسب الطرق لتخريط الصخر المنفذ الحامل للماء العذب وأيضاً الماء المالح (Meju et al., 2000 & Mohamed, 2002). مع ذلك يصعب التمييز بين رسوبيات صخر الطين ذات النفاذية العالية والطبقات الرملية الحاملة لمياه البحر باستخدام طريقتي (DC & TEM)، هذا يرجع إلى التشابه في قيم المقاومة. تتميز طريقة (TEM / TDEM) بالعديد من المزايا مقارنة بتقنية المقاومة (DC)، لا تتطلب (TEM) مصفوفة قطب طويلة، وبالتالي فهي أقل حساسية للتغيرات الجانبية في التربة. تتطلب مقاومة التيار المستمر حواجز طويلة للقطب الكهربائي بأطوال تتراوح عادة من ثلاثة إلى خمسة أضعاف عمق الاستكشاف. وبالتالي، فإن التحقق في أعماق 200 قدم بمقاومة التيار المستمر يتطلب مساحة من التربة المنتظمة ذات طبقات أفقية، ومدى جانبي يزيد على 600 قدم. في المقابل، يمكن أن تحصل طريقة (TEM) على أعماق استكشاف تصل إلى 100 قدم بحلقة إرسال بطول 50 قدمًا. يتمتع (TEM) بدقة عمق أفضل من مقاومة التيار المستمر،

خاصةً لرسم خرائط الأحواض الموصلة (الطبقات المحصورة) في أقسام المقاومة. في حين أن تقنية التيار المستمر تواجه صعوبات في تعيين الطبقات أسفل الطبقة المقاومة، يمكن بسهولة تعيين (TEM) للطبقات الموصلة تحت قسم مقاوم سميك.

يتم الاستفادة أيضاً من طريقة (TDEM) في التخریط الجيولوجي للأحواض الرسوبية التي قد تساعد في استكشاف النفط (Strack et al., 1989). أظهرت أيضاً طريقة (TDEM) قدرة فائقة في استكشاف طبقات الفحم من خلال التخریط الليثولوجي (Asten, 1987). وحيث أن هذه الطريقة تستطيع تحليل الاختلافات الجانبية والرأسية، وأنها أقل تأثراً بعدم التجانس الصخري القريب من السطح، والتي تعتبر إحدى المشاكل الرئيسة لطرق أخرى مثل طريقة (MT)، لذا يتم استخدام طريقة (TDEM) لتصحيح بيانات (MT) من تأثير الإزاحة الإستاتيكية كما ذكر من قبل. باستخدام الطريقتين (TEM و MT) سوية، لا يتغلب على مشكلة الإزاحة الإستاتيكية فحسب، وإنما يمكن الحصول أيضاً على معلومات تحت سطحية عن المقاومة لأعماق ضحلة من خلال طريقة (TDEM) وأخرى عميقة من خلال طريقة (MT). يبين (الشكل 17.3) أحد تطبيقات (TDEM) للكشف عن جده رأسية Vertical dyke ذات توصيلية عالية نسبياً بالمقارنة بصخر الجرانيت المضيف والمغطى بطبقة موصلة نسبياً.





الشكل 17.3 : يوضح بيانات (TDEM) عند أزمنة مبكرة، والممثل بنقاط وأزمنة متأخرة، والممثل بخط صلب (Meju et al., 2001)

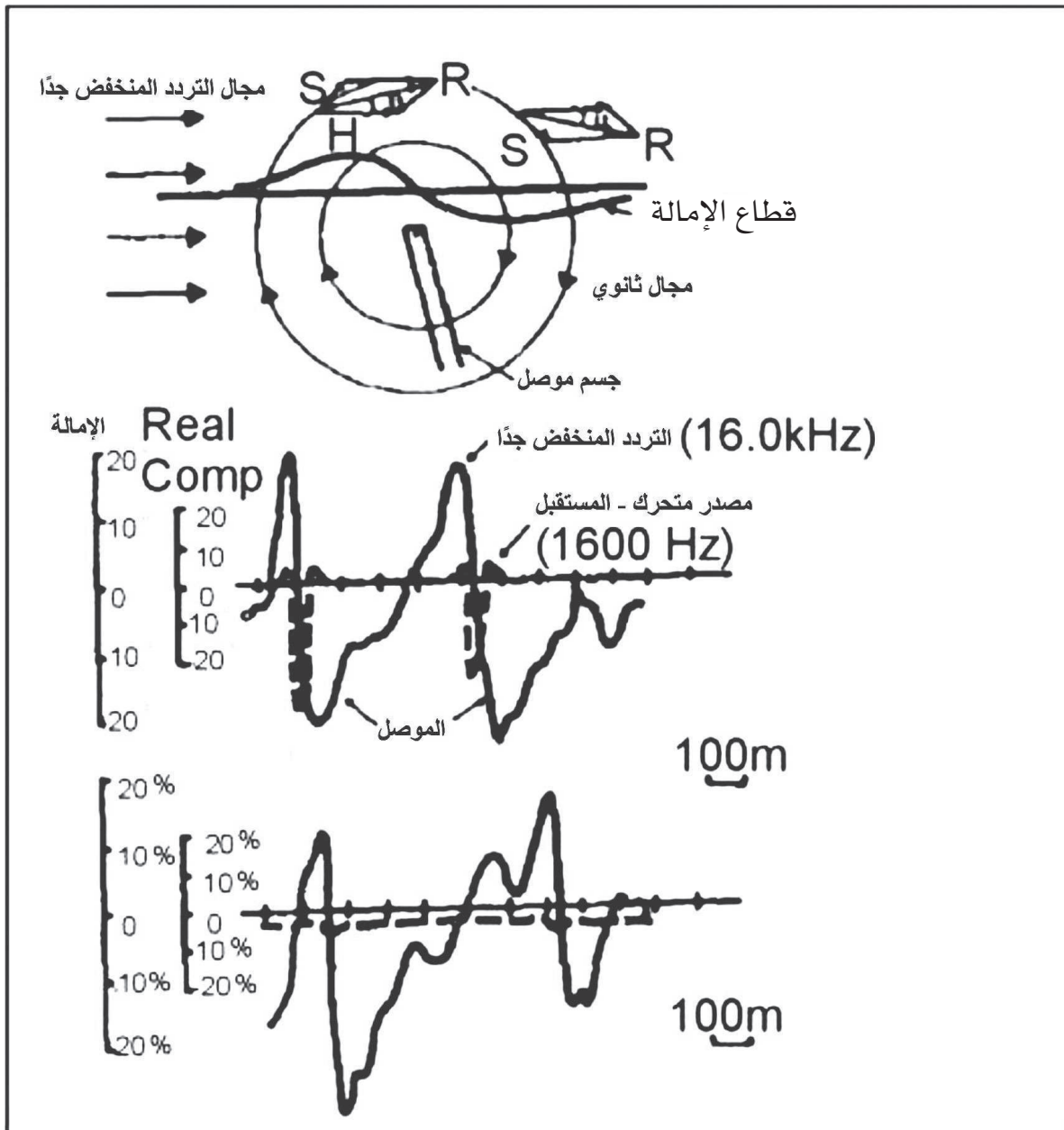
5.3 طريقة التردد المنخفض جداً (VLF) Very Low Frequency

تستخدم طريقة التردد المنخفض جداً (VLF) Very low frequency أجهزة إرسال لاسلكية قوية، تم إنشاؤها في أجزاء مختلفة من العالم للاتصالات العسكرية (Klein and Lajoie، 1980). تعني (VLF) تردداً منخفضاً جداً، حوالي 15 إلى 25 كيلو هرتز. بالنسبة للترددات المستخدمة عموماً في الاستكشاف الجيوفيزيائي، فهذه في الواقع ترددات عالية جداً. يتكون المجال المشع من؛ مرسل (VLF) بعيد، ينتشر على أرض منتظمة أو ذات طبقات أفقية ويقاس على سطح الأرض، ومن مكون حقل كهربائي رأسي ومكون حقل مغناطيسي أفقي متعامد مع اتجاه الانتشار. أجهزة الإرسال اللاسلكية هذه قوية جداً، وتحدث تيارات كهربائية في أجسام موصلة على بعد آلاف الكيلومترات. في ظل الظروف العادية، تكون الحقول المنتجة موحدة نسبياً في المجال البعيد على مسافة كبيرة (مئات الكيلومترات) من أجهزة الإرسال. تنتج التيارات المستحثة مجالات مغناطيسية ثانوية يمكن اكتشافها على السطح من خلال انحراف المجال المشع الطبيعي.

أدوات (VLF) هي حقيبة محمولة، يشغلها شخص واحد. تعتمد الإنتاجية والإنجاز على التضاريس والغطاء النباتي، ولكن بشكل عام، يمكن تغطية عدة كيلومترات من الخطوط في يوم واحد. تشتمل الأدوات الحديثة على برنامج لتخزين البيانات وإحداثيات المسح التي يتم إدخالها في حاسب محمول في نهاية اليوم. لا تتطلب قياسات المجال المغناطيسي اتصالاً بالأرض، ويمكن إجراؤها في أقل من دقيقة في كل محطة. قد يختلف تباعد المحطات من 5 إلى 20 متراً حسب الهدف. تقيس هذه الأدوات كلاً من مكونات الطور والتربيع لنسبة المجال المغناطيسي الأفقي إلى الرأسي. يُقاس المجال الكهربائي عن طريق إدخال مجسّين على بُعد حوالي 5 أمتار في الأرض، وقياس فرق الجهد عند تردد جهاز الإرسال. إن التردد العالي لأجهزة الإرسال يعني أنه في البيئات الأكثر توصيلاً، يكون عمق الاستكشاف ضحلاً تماماً. بالإضافة إلى ذلك، فإن وجود الحمل الزائد الموصّل يثبط بشكل خطير استجابة الموصلات السفلية، ويمكن أن تؤدي الاختلافات الصغيرة نسبياً في التوصيلية أو السماكة الزائدة إلى



حدوث شذات كبيرة في (VLF). لهذا السبب، يكون التردد المنخفض جداً (VLF) أكثر فاعلية في المناطق التي تكون فيها الصخور المضيفة مقاومة، والغطاء رقيق (الشكل 18.3).



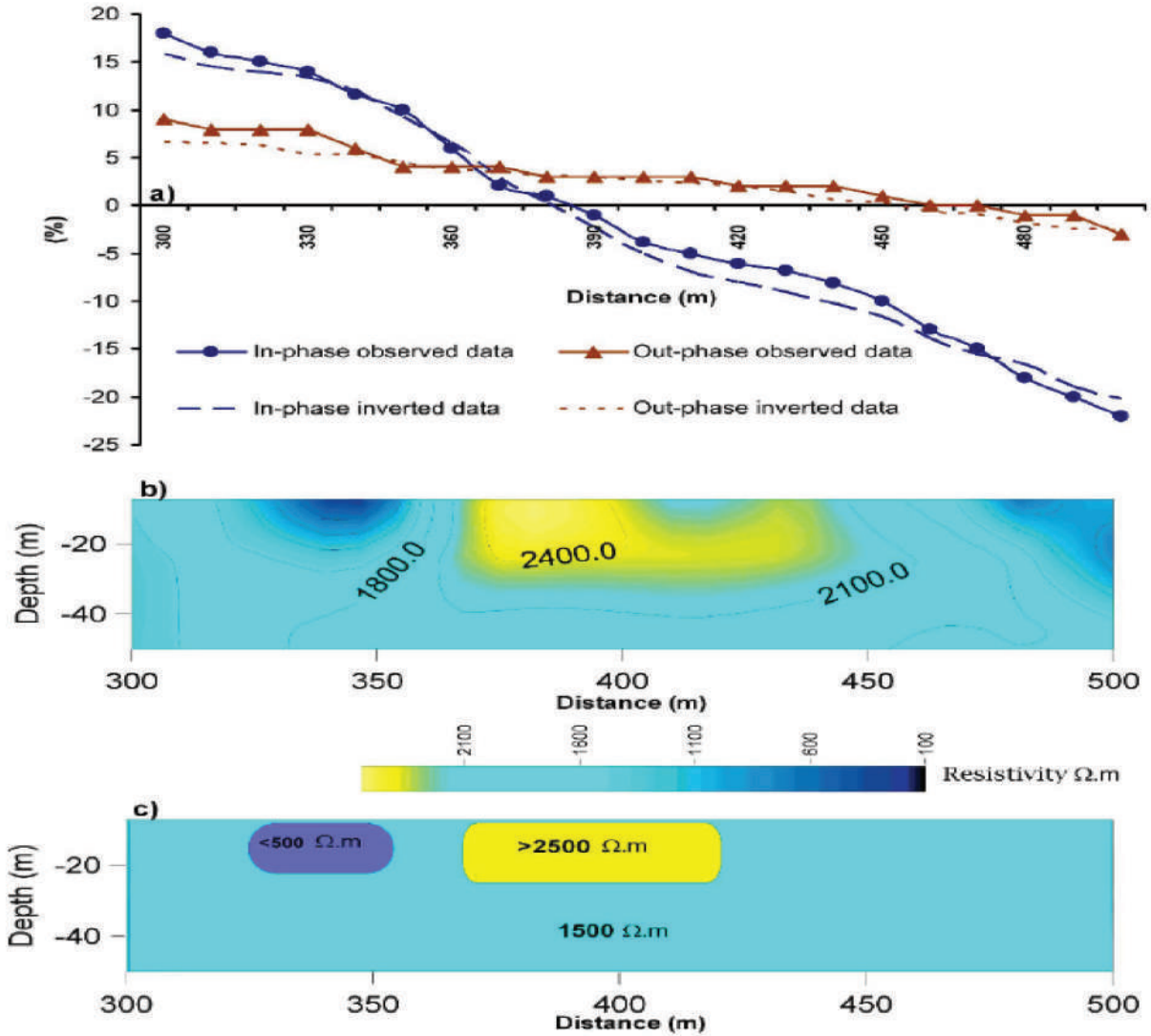
الشكل 18.3: يوضح إمالة متجه مجال (VLF) فوق الموصل. Klein and Lajoie 1980.

تُعد طريقة الاستكشاف الجيوفيزيائي منخفضة التردد (VLF) مفيدةً لتحديد التراكيب عالية التوصيل؛ كالكسور المملوءة بالمياه، وبعض الأجسام والأنابيب المعدنية، والثقوب المليئة بالطين، والنفايات المدفونة، والكابلات الكهربائية.

يتم إنشاء إشارات (VLF) في عدة مواقع حول العالم. تستخدم في المقام الأول لأغراض الاتصالات العسكرية. تقيس معدات الاستكشاف (VLF) المكونات المغناطيسية للمجال الكهرومغناطيسي المتولد عن البث الإذاعي (VLF). تؤثر التراكيب الموصلة في الأرض محلياً في اتجاه وقوة المجال الناتج عن إشارات الراديو. تُستخدم تقنية التردد المنخفض جداً (VLF) لرسم خرائط الاستطلاع للصدوع، وأنماط التركيب والملوثات والرواسب المعدنية. طريقة (VLF) مريحة جداً وفاعلةً لجمع البيانات الميدانية. علاوة على ذلك، فإن معالجة بيانات (VLF) باستخدام التصفية الرقمية الخطية دقيقة وفاعلة جداً في تصوير المعلومات، على الرغم من أن التفسير الكمي لبيانات (VLF) معقد مثل تفسير بيانات الكهرومغناطيسية (EM) الأخرى (الشكل 19.3).

تشمل قيود هذه الطريقة؛ التداخل من المعدن المدفون، وخطوط الكهرباء والمحولات، والأسوار السلكية، والاضطرابات الكهرومغناطيسية الأخرى، فضلاً عن التحيز من التأثيرات الطبوغرافية التي يصعب إزالتها من البيانات. يمكن لظروف الغلاف الأيوني غير المواتية أن تضر بجودة البيانات في بعض الأحيان، كما أن أجهزة إرسال (VLF) العسكرية قد تتعرض لانقطاع التيار.





الشكل 19.3: يوضح استجابة VLF-EM على طول الشذات الرئيسية. (a) المكونات المرصودة والمقلوبة داخل الطور وخارجه؛ (b) نموذج المقاومة ثنائي الأبعاد من بيانات VLF-EM المقلوبة؛ (c) ثلاث حالات شاذة مختلفة. أقل من 500 ميكرومتر من منطقة شديدة التصدع، مليئة بالرواسب الموصلة؛ 1500 ميكرومتر هي مقاومة البازلت الوعائي، أكثر من 2500 ميكرومتر هي مقاومة قسبة أو عنق الحمم البركانية (Klein and Lajoie 1980)

محاسن طريقة VLF

تعتبر طريقة التردد المنخفض جداً (VLF) فاعلة جداً في تحديد المناطق عالية التوصيل الكهربائي، كالكسور المعدنية أو المملوءة بالماء أو الصدوع داخل صخر الأساس Bedrock. غالباً ما تعمل مثل هذه الهياكل كقنوات تتدفق عبرها المياه الجوفية والملوثات. يمكن استخدام المعلومات المستمدة من تحقيق التردد المنخفض جداً لتحديد الموقع الأمثل للمصفاة و/أو آبار المعالجة، من أجل اعتراض هذه القنوات الهيدرولوجية. ميزة أخرى لـ (VLF) هي أن جمع البيانات سريع وغير مكلف، ولا يتطلب طاقماً ميدانياً أكثر من شخص واحد أو شخصين.

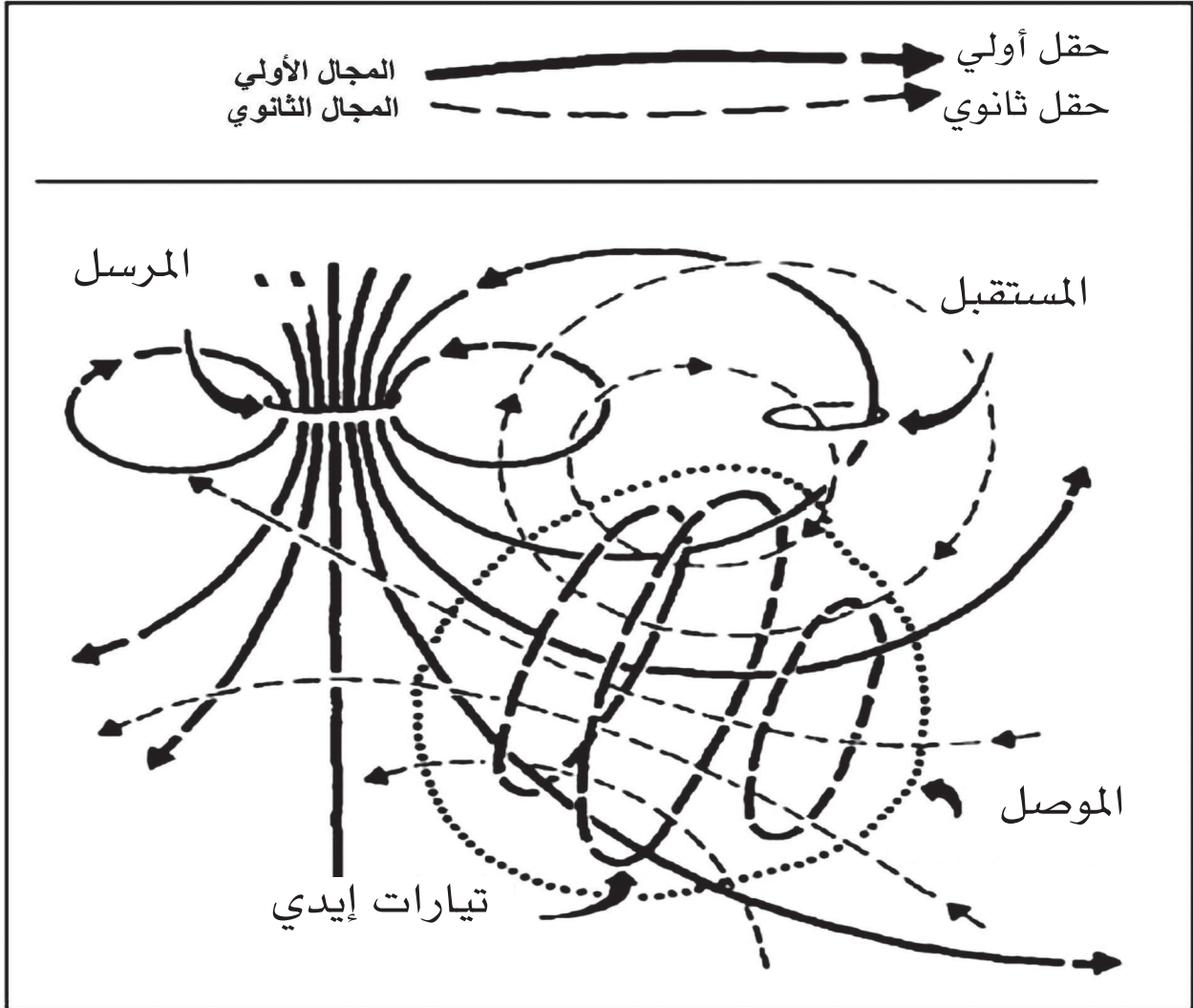
عيوب طريقة VLF

تتأثر طريقة التردد المنخفض جداً (VLF) بجميع الموصلات الكهربائية، بما في ذلك تلك التي من صنع الإنسان؛ كخطوط الكهرباء، والأسوار السلكية والأنابيب وما إلى ذلك. يجب أن يكون الاتجاه من محطة إرسال (VLF) إلى الهدف المقصود موازياً تقريباً للمضرب أو (المحور الطويل) للموصل أو الهدف المقصود اكتشافه. لسوء الحظ، لا يوجد سوى عدد محدود من محطات الإرسال المتاحة مع ما يكفي من شدة المجال الأولية لتكون قابلة للاستخدام، مما يحد من الاتجاه الذي يمكن أن يتم فيه جمع العيوب. لذلك، يجب تحديد هندسة الهدف وعبور المسح، والاتجاه إلى محطة (محطات) إرسال (VLF) في خطة المسح. غالباً ما يتم إغلاق محطات إرسال (VLF) للصيانة المجدولة وغير المجدولة. إذا حدث ذلك، فقد يتعين استخدام محطة إرسال أخرى، أو قد يتعين إيقاف جمع البيانات حتى تستأنف محطة الإرسال عملها. يجب توخي الحذر للتأكد من أن هوائي مستقبل (VLF) موجه بشكل صحيح ومتسق (موجه دائماً في الاتجاه نفسه لجميع محطات العبور).



6.3 الطرق الكهرومغناطيسية لنطاق التردد Frequency Domain EM

في طريقة نطاق التردد الكهرومغناطيسي (FDEM)، يصدر المرسل تياراً متغيراً جيئياً بتردد معين. على سبيل المثال، عند تردد 100 هرتز، فإن اتساع المجال المغناطيسي عند المستقبل هو ما هو موضح في الجزء العلوي من (الشكل 20.3). نظراً لأن الحث المتبادل بين المرسل والموصل هو كمية معقدة، فإن القوة الكهرومغناطيسية المستحثة في الموصل سيتم إزاحتها في الطور فيما يتعلق بالمجال الأولي، على غرار الرسم التوضيحي في الجزء السفلي من (الشكل 20.3). في المستقبل، سيتم إزاحة المجال الثانوي الناتج عن التيارات في الموصل داخل الطور أيضاً بالمقدار نفسه. يمكن قياس سعة المجال الثانوي والتعبير عنه كنسبة مئوية من خلال المجال الأولي النظري عند المستقبل. كما يمكن قياس وعرض إزاحة الطور، التأخير الزمني في الحقل المستلم بجزء صغير من الفترة. الطريقة الثانية: هي فصل المجال المستلم إلكترونياً إلى مركبتين، كما هو موضح في الجزء السفلي من (الشكل 20.3) المركبة الأولى في طور مع المجال المرسل، والمركبة الثانية هي بالضبط 90 درجة خارج الطور مع المجال المرسل. يُطلق على مركبة الطور أحياناً اسم المركبة الحقيقية، ويطلق على المركبة خارج الطور أحياناً اسم «التربيع» أو المركبة «التخيلية». يتطلب كلا القياسين أعلاه نوعاً من ارتباط الطور بين المرسل والمستقبل لإنشاء مرجع زمني أو طور. يتم ذلك عادةً باستخدام رابط سلبي مباشر، وأحياناً باستخدام رابط راديوي، أو باستخدام ساعات بلورية متزامنة ودقيقة جداً في كل من المرسل والمستقبل.

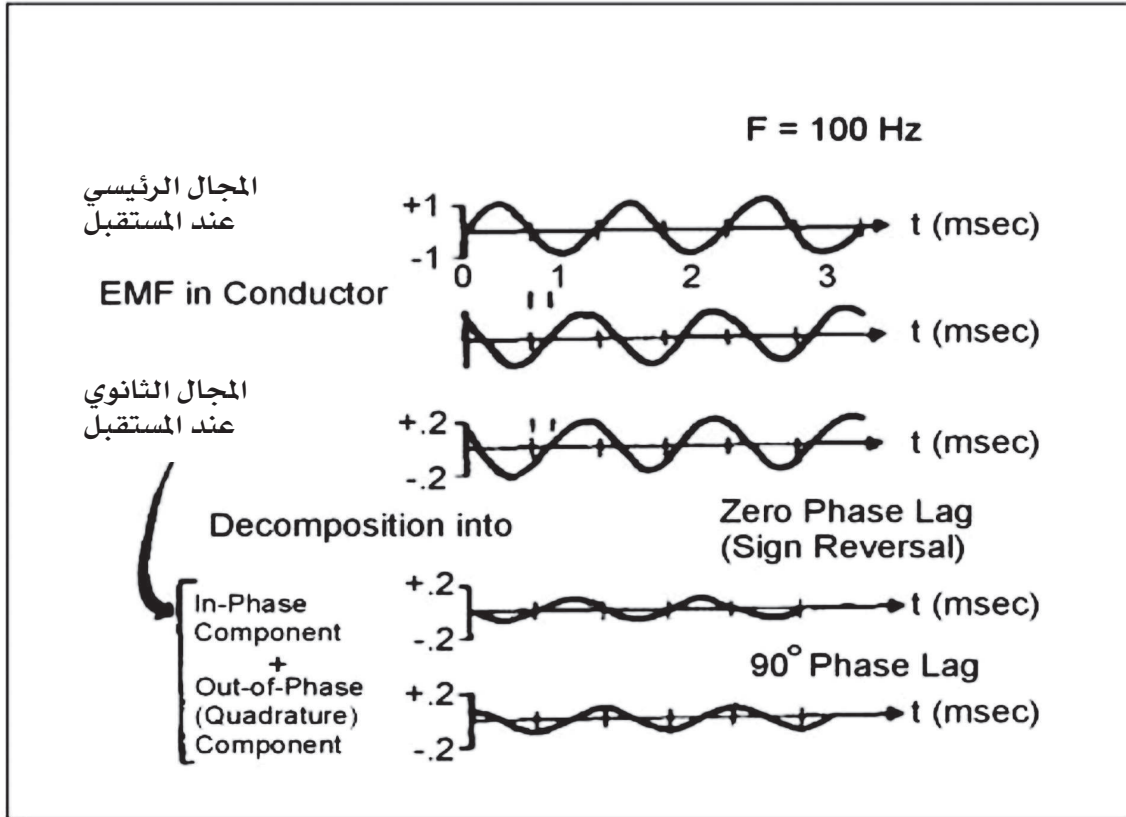


شكل 20.3: الصورة العامة للحث الكهرومغناطيسي. (Klein and Lajoie 1980)



1.6.3 طريقة زاوية الإمالة Tilt Angle Method

الطريقة الثالثة: هي نطاق التردد الأبسط، وتقوم على أنظمة زاوية إمالة ليس لها ارتباط مرجعي بين ملفات المرسل والمستقبل. يقيس جهاز الاستقبال ببساطة المجال الكلي بغض النظر عن الطور، ويميل ملف المستقبل للعثور على اتجاه أقصى أو أدنى شدة للمجال المغناطيسي. كما هو موضح في (الشكل 3-21)، قد يكون المجال المغناطيسي الثانوي في أي نقطة في اتجاه مختلف عن المجال الأولي. مع أنظمة زاوية الإمالة، فإن الهدف هو قياس الانحرافات عن الاتجاه الطبيعي داخل المجال وتفسيرها من حيث الموصلات الجيولوجية.

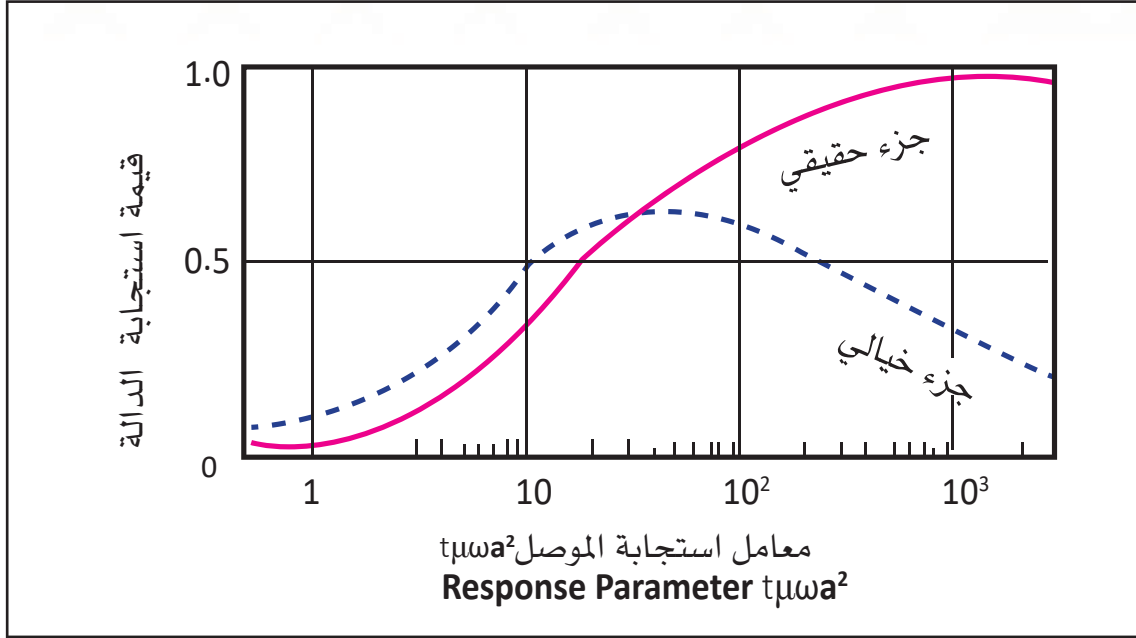


الشكل 21.3 : الطريقة الكهرومغناطيسية المبنية على التردد، حيث يميل ملف المستقبل لإيجاد اتجاه أقصى أو أدنى شدة للمجال المغناطيسي. (Klein and Lajoie 1980)

تم تعريف معامل استجابة الموصل على أنها ناتج ضرب الموصلية (t)، والنفاذية (μ)، والتردد الزاوي ($\omega = 2\pi f$)، ومربع بعض الأبعاد المتوسطة للهدف (a^2). معامل الاستجابة هو كمية بلا أبعاد في وحدات (MKS). سيكون للموصل الضعيف معامل استجابة (أقل من 1 هيرتز) تقريباً، في حين أن الموصل الممتاز سيكون له قيمة استجابة (أكبر من 1000). السعة النسبية للمكونات داخل الطور والتربيع كدالة لمعامل الاستجابة موضحة في (الشكل 22.3) للحالة الخاصة لنموذج الكرة في مجال مغناطيسي متناوب منتظم. للقيم المنخفضة لمعامل الاستجابة (أقل من 1)، فإن الكرة ستنتج بشكل عام شذات خارج الطور بسعة منخفضة؛ عند القيم المتوسطة لمعامل استجابة (10-100)، ستكون الاستجابة شذات متوسطة السعة في الطور وخارج الطور، أما بالنسبة لقيم معامل الاستجابة العالية (> 1000)، ستكون الاستجابة عادةً بالنسبة للمكون في الطور.

على الرغم من أن (الشكل 22.3) يوضح الاستجابة فقط للحالة المعينة للكرة في مجال موحد، فإن وظائف الاستجابة للنماذج الأخرى متشابهة. في نطاق التردد (EM)، يؤثر عمق وحجم الموصل بشكل أساسي في اتساع المجال الثانوي. تؤثر جودة الموصل (الموصلية الأعلى تعني الجودة الأعلى) بشكل أساسي في نسبة الاتساع في الطور إلى خارج الطور (AR / AI)، والموصل الجيد الذي له نسبة أعلى (الجانب الأيسر من (الشكل 22.3)) والموصل الأقل له نسبة أقل (الجانب الأيمن من (الشكل 22.3)). من بين الأعداد الكبيرة من الطرق الكهربائية، هناك العديد منها في فئة نطاق التردد الكهرومغناطيسي (FDEM)، ولا يتم استخدامها غالباً في المشكلات الجيوتقنية والبيئية، الأكثر استخداماً لهذه المشاكل هي ما يسمى (VLF) (طريقة EM منخفضة التردد جداً).





الشكل 22.3: استجابة داخل الطور وخارجه للككرة في مجال مغناطيسي متناوب منتظم
(Klein and Lajoie 1980)

2.6.3 طريقة زاوية الميل Dip-Angle Method

كانت طريقة زاوية الميل Dip-angle التي يتم فيها تدوير ملف المستقبل لتحديد ميل الحقل الناتج، شائعة جداً قديماً، ولكنها الآن تقتصر بشكل عام على أدوات الارتداد المستخدمة في التضاريس الوعرة. ملفات الاستقبال وجهاز الإرسال متطابقة ومرتبطة بوحدات إلكترونية يمكنها الإرسال والاستقبال. تُلغى التأثيرات الطبوغرافية عن طريق قياس زوايا غمس ملف المستقبل واحتساب متوسطها مع الملف الأول، ثم الملف الآخر أفقياً واستخدامه كمرسل.

تتميز هذه الطريقة بأنها سهلة ورخيصة وسريعة، وعيبها أنها حساسة عمودياً، وكذلك أنها يصعب التمييز فيها بين العمق والتوصيل.

7.3 طريقة توصيلية التضاريس Terrain Conductivity Method

أنظمة توصيلية التضاريس Terrain conductivity الكهرومغناطيسية، هي أجهزة كهرومغناطيسية لنطاق التردد، والتي تستخدم حلقتين أو ملفين لإجراء المسح. يحمل شخص واحد بشكل عام ملف إرسال صغير، ويحمل آخر ملفاً ثانياً يستقبل فيه المجالات المغناطيسية الأولية والثانوية. يمكن أن تسمح هذه الأجهزة بتحديد سريع لمتوسط توصيل الأرض لأنها لا تتطلب اتصالاً مباشراً بالأرض كما هو مطلوب مع تقنيات مقاومة التيار المستمر.

مشكلة هذه الطريقة أنه ما لم يتم قياس عدة مسافات بين الملفات (عادة ثلاث مسافات) لملفين هندسيين على الأقل في كل موقع، لن يتم الحصول على الحد الأدنى من معلومات السبر الرأسي. إذا كانت الجيولوجيا إلى العمق الذي يتم استكشافه متجانسة إلى حد ما أو تتغير ببطء، فإن نقص المعلومات حول الاختلافات الرأسية قد لا يمثل مشكلة، كما أن التتميط الأفقي مع اتجاه ملف واحد والتباعد يكون مفيداً في كثير من الأحيان. عادة ما تتم معايرة هذه التقنية بعدد محدود من سبر مقاومة التيار المستمر. ثم يتم استخدام التتميط الأفقي باستخدام مقياس موصلية التضاريس لتوسيع معلومات المقاومة بشكل فاعل بعيداً عن مواقع السبر بالتيار المستمر. شرح McNeill (1990) ثلاثة اختلافات كبيرة بين عدادات موصلية التضاريس وطريقة (HLEM) التقليدية (الحلقة الكهرومغناطيسية الأفقية) المستخدمة عادة في تطبيقات التعدين. ولعل الأهم هو أن تردد التشغيل منخفض بدرجة كافية في كل من المباعده بين الملفات بحيث يكون عمق الأديم (الجلد) الكهربائي في الأرض دائماً أكبر بكثير من التباعد بين الملفات. في ظل هذه الحالة (المعروفة باسم التشغيل بأرقام تحريض منخفضة)، تكون جميع الاستجابة من الأرض تقريباً في مكون الطور التريعي للإشارة المستقبلية. مع هذه القيود، يمكن تمثيل المجال المغناطيسي الثانوي كالتالي:



$$\frac{H_s}{H_p} = \frac{i\omega\mu_0 \sigma s^2}{4}, \quad (68)$$

H_s = المجال المغناطيسي الثانوي في ملف المستقبل

H_p = المجال المغناطيسي الأولي في ملف الاستقبال

$\Omega = 2\pi f$ التردد الزاوي

f = التردد بالهرتز

μ_0 = نفاذية المساحة الحرة

σ = الموصلية الأرضية S / m (mho / m)

s = التباعد بين الملفات في م

$$l = (-1)^{1/2}$$

مما يدل على أن الحقل الثانوي 90 درجة خارج الطور مع المجال الأولي. بالنسبة إلى الموصلية المنخفضة والمتوسطة، يتناسب مكون الطور التربيعي خطياً مع التوصيل الأرضي،

لذلك تقرأ الأدوات الموصلية مباشرة (McNeill 1980)

بالنظر إلى H_s / H_p يتم تعريف الموصلية الظاهرة التي يشير إليها الجهاز على أنها

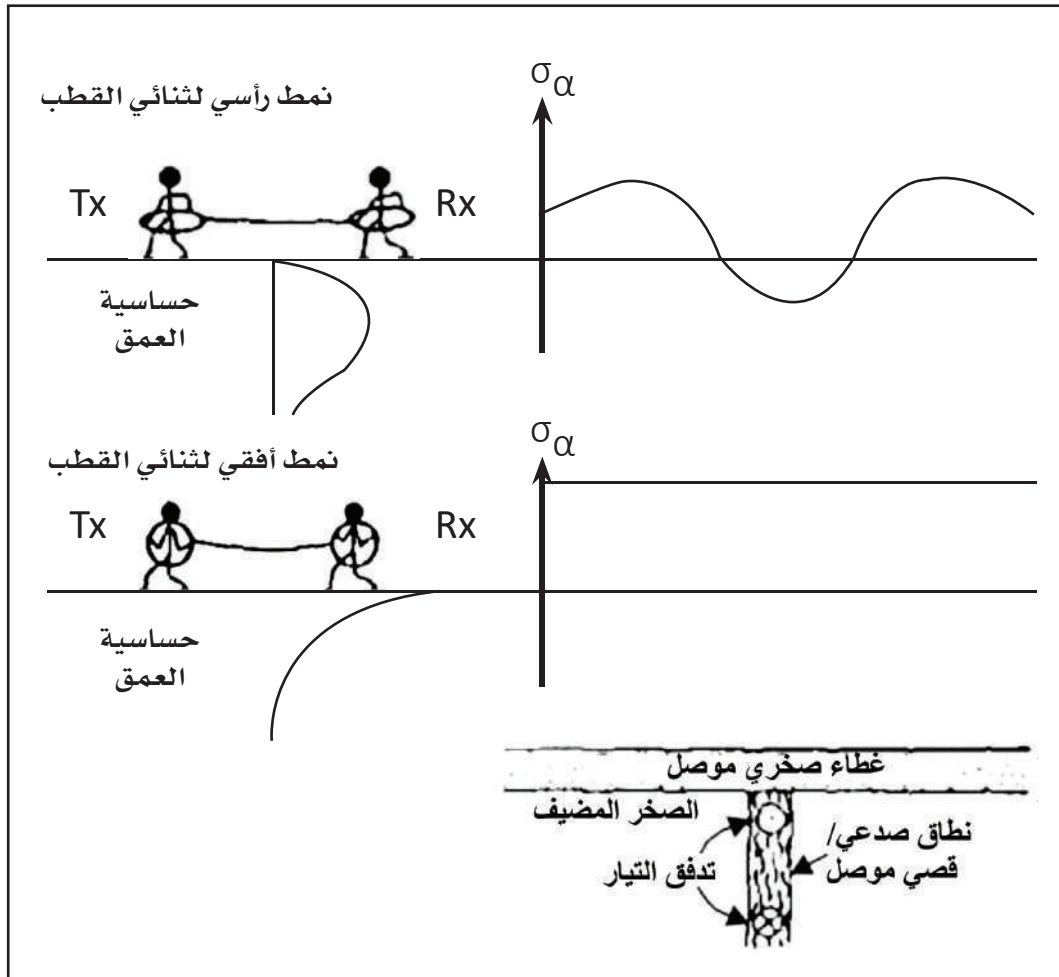
$$\sigma_a = 4 \frac{\left(\frac{H_s}{H_p} \right)}{\mu_0 \omega s^2}, \quad (69)$$

تشير قيم الاستحثاث المنخفض أيضاً إلى أن الإشارات المقاسة ذات سعة منخفضة جداً. وبسبب إشارات السعة المنخفضة، يجب أن تحتوي عدادات موصلية التضاريس على إلكترونيات الكشف التي تعتبر من حيث الحجم مرتبة أكثر حساسية من أنظمة (HLEM) التقليدية.

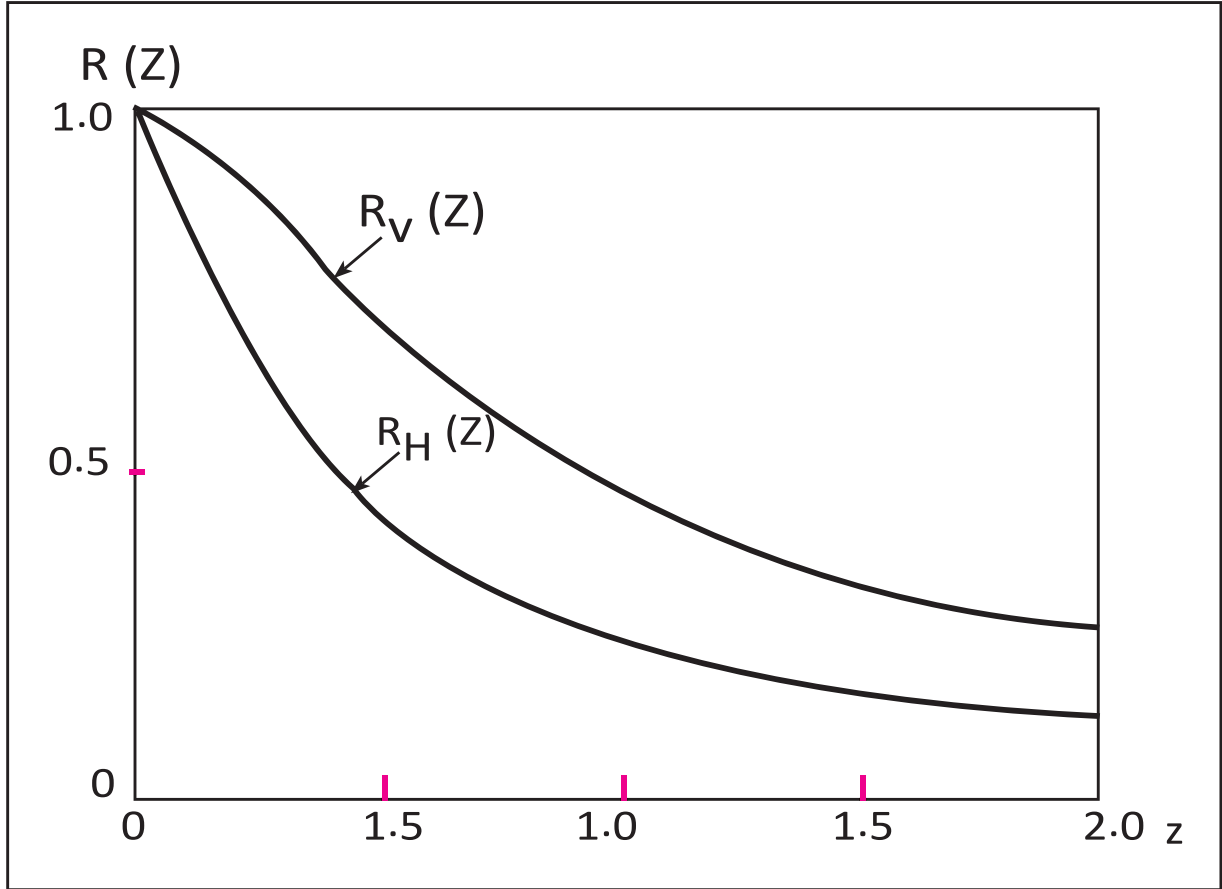
الاختلاف الثاني يتمثل في أن أدوات توصيل التضاريس مصممة بحيث يظل المستوى الصفري لمرحلة التربيع ثابتاً مع الوقت ومع درجة الحرارة وما إلى ذلك، في حدود حوالي 1 مليسيمنز/متر. استقرار مستوى الصفر هذا يعني أنه في الموصلية الأرضية المعتدلة توفر هذه الأجهزة قياساً دقيقاً للموصلية السائبة للأرض. هذه الأجهزة، مثل نظام (HLEM) التقليدي، لا تشير إلى الموصلية بدقة في الأرض ذات المقاومة العالية، لأن الخطأ الصفري يصبح مهماً عند القيم المنخفضة للموصلية.

الاختلاف الثالث هو أن العملية بقيم استحثاث منخفضة تعني أن تغيير التردد يغير استجابة طور التربيع بشكل متناسب. من حيث المبدأ وبشكل عام، يمكن تغيير التباعد بين الملفات أو التردد لتحديد اختلاف التوصيل مع العمق. ومع ذلك، في أنظمة (EM-31) و (EM-34) و (EM 38)، يتنوع التردد نظراً لتباين التباعد بين الملفات. تعمل عدادات موصلية التضاريس في كلا الوضعين الأفقي والرأسي مثل ثنائي القطب. تصف هذه المصطلحات اتجاه ملفي المرسل والمستقبل نحو بعضهما البعض والأرض، ويعطي كل وضع استجابة مختلفة بشكل كبير مع العمق كما هو موضح في (الشكل 23.3). يوضح (الشكل 24.3) منحنيات الاستجابة التراكمية لكل من ثنائيات الأقطاب الرأسية وثنائيات الأقطاب الأفقية. تُظهر هذه المنحنيات المساهمة النسبية في المجال المغناطيسي الثانوي (ومن ثم التوصيل الظاهري) من جميع المواد الموجودة أسفل عمق معين. على سبيل المثال، يوضح هذا الشكل أنه بالنسبة إلى ثنائيات الأقطاب الرأسية، فإن جميع المواد الموجودة أسفل عمق تباعد بين ملفات ينتج عنها مساهمة نسبية تبلغ حوالي 0.25 (25%) للاستجابة، أي قياس الموصلية. وبالتالي، فإن عمق الاستكشاف الفاعل في طبقات الأرض يقترب من 0.25 إلى 0.75 ضعف من تباعد الملفات البيئية للوضع ثنائي القطب الأفقي، و 0.5 إلى 1.5 ضعف للوضع ثنائي القطب الرأسي. تستخدم الأنظمة المستخدمة بكثرة مسافات الـ coil inter من: 1 م، 3.66 م، 10 م، 20 م و 40 م.





الشكل 23.3: يوضح استجابة جهاز موصلية التضاريس فوق قاطع موصل (McNeill 1990)



الشكل 24.3: يوضح منحنيات الاستجابة التراكمية لكل من ثنائيات الأقطاب الرأسية وثنائيات الأقطاب الأفقية (McNeill 1980)



تتميز عدادات موصلية التضاريس باستكشاف أعماق أقل عمقاً من (HLEM) التقليدية، لأن الحد الأقصى للتباعد بين الملفات يبلغ 40 متراً. ومع ذلك، يتم استخدام عدادات موصلية التضاريس على نطاق واسع في التحقيقات الجيوتقنية والبيئية. من الأمور ذات الأهمية الخاصة أنه عند استخدامها في الوضع ثنائي القطب العمودي، تكون الأدوات أكثر حساسية لوجود تراكيب موصلة نسبياً، في حين أنه في الوضع ثنائي القطب الأفقي، تكون الأدوات غير حساسة تماماً لهذا النوع من التراكيب، ويمكن أن تعطي قياساً دقيقاً لتوصيل الأرض على مقربة منها.

يتم الحصول على معلومات الطور وغيرها من المعلومات في الوقت الفعلي، عن طريق ربط جهاز الإرسال والاستقبال بكابل توصيل. يتم تحديد التباعد بين الملفات عن طريق قياس المجال المغناطيسي الأولي مع ملف المستقبل وضبط التباعد بين الملفات، بحيث تكون القيمة الصحيحة للمسافة المناسبة. في الوضع ثنائي القطب العمودي، تكون الأدوات حساسة نسبياً لمحاذاة الملف الداخلي، ولكنها أقل حساسية في الوضع ثنائي القطب الأفقي. يتم عرض موصلية التضاريس على الجهاز (الموصلية 1 مليسيمنز/م تقابل مقاومة تبلغ 1000 أوم. م)

8.3 نظاما سلينجرام وتورام Slingram & Turam Systems

سلينجرام Slingram هو زوج من ملفات الإرسال والاستقبال المتحركة المتصلة بواسطة كابل على مسافة ثابتة، عادة 40 م أو 60 م، مع أعماق اختراق تقابل نصف مساحة الملف. ويظل الفصل بينهما ثابتاً، بحيث يتم تحريكهما معاً على طول العبور. المجال المغناطيسي من خلال جهاز الاستقبال له مصدران: (أ) المجال الأولي لجهاز الإرسال (ب) المجال الثانوي الناتج عن الهدف.

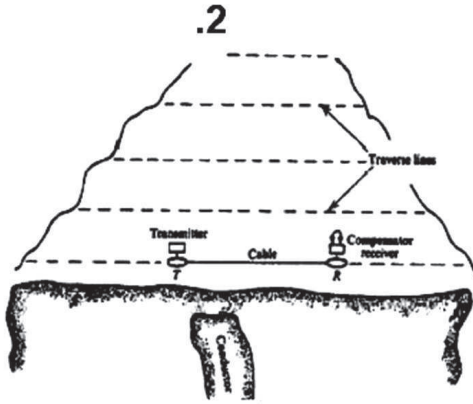
يستحث المجال الأولي المتأرجح من ملف المرسل التيارات الكهربائية في باطن الأرض والتي بدورها تولد مجالاً مغناطيسياً ثانوياً يلتقطه ملف المستقبل. ينقسم هذا المجال الثانوي أيضاً إلى مكونات في الطور (حقيقية) ومربعية (خيالية)، والتي تعتمد على توزيع الموصلية الكهربائية تحت السطحية، ويمكن أن تكون مرتبطة. مثل التمعدنات ومناطق التصدع. يعتبر تفسير هذه البيانات وصفيًا بشكل أساس، ويمكن إجراء تقدير للسلك وانحدار المنطقة الموصلة من ملاحظة شكل الشذات. بالنسبة لفواصل الملفات الصغيرة جداً، يصبح مكون الطور للإشارة صغيراً جداً، ويصبح المكون التريبيعي مرتبطاً بشكل مباشر بموصلية الأرض. يتيح ذلك قراءة مباشرة لمتوسط التوصيل الأرضي باستخدام مقاييس التوصيل الأرضي (الشكل 25.3). هذه الطريقة مفيدة جداً في التحقيقات الضحلة (أقل من 10 أمتار)، مما يجعلها مثالية للعديد من المسوحات الجيوتقنية وملوثات المياه الجوفية.

النظام الثاني تورام Turam هو نظام أقوى من سلينجرام، بسبب تقنية القياس باستخدام ملفين يقيسان خارج القسمة وفرق الطور في المجال الرأسي، الطريقة Turam تعني ملفين باللغة السويدية. يستخدم ملف أو سلك إرسال ثابت كبير جداً موضوعاً على الأرض، ويتم تحريك جهاز الاستقبال فقط. جهاز الإرسال 1-2 كم طويلاً، وحلقته أكثر من 10 كم. يتكون جهاز الاستقبال من ملفين، ويحافظ على مسافة ثابتة بين 10-50 متراً. تم تطوير هذه الطريقة الكهرومغناطيسية باستخدام سلك طويل أو حلقة كبيرة على سطح الأرض كجهاز تنشيط في عشرينات القرن الماضي، إما على هيئة حلقة مربعة كبيرة أو سلك مؤرض واحد هو

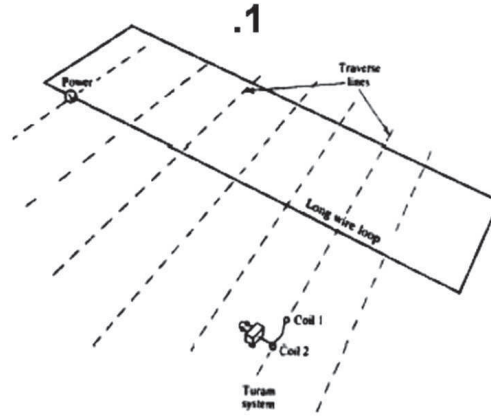


انخفاض معدل السقوط للمجال الأولي، وبالتالي اختراق أعماق أكبر. يعتبر التجمع الحالي في الموصلات الطويلة أيضاً ميزة في الاستكشاف العميق، وقد أجريت القياسات في نطاق التردد بتردد ثابت، خلال 40-50 سنة الماضية. كان هناك تطور ثوري للأجهزة الإلكترونية، مما أمكن العمل على عدة ترددات في وقت واحد في نطاق التردد أو تطبيق نبضات قصيرة مرسلة، وتسجيل الاستجابة في عدة قنوات تمثل النواخذ مع زيادة التأخير الزمني أثناء التوقف بين النبضات. الوقت الذي يستغرقه إرسال نبضة واحدة وتسجيل عدة قنوات هو بالمليثانية، وبالتالي، يمكن استخدام عدد كبير من النبضات في محطة قياس واحدة.

نظام سلينجرام



نظام تورام



الشكل 25.3: يوضح نظامي سلينجرام وتورام. في حالة نظام Turam المرسل يبقى ثابتاً في حين يتحرك المستقبل. في حالة نظام Slingram يتحرك المرسل والمستقبل معاً مع بقاء المسافة ثابتة بينهما.

يتلخص مبدأ سلينجرام Slingram في توليد مجال كهرومغناطيسي أولي في الأرض من خلال ملف الإرسال. يتم بعد ذلك اكتشاف المجال الكهرومغناطيسي الثانوي الناتج عن التيارات المستحثة في الأرض في ملف المستقبل، وتؤدي القياسات إلى رسم خرائط ثنائية الأبعاد للخصائص الكهرومغناطيسية (الموصلية الكهربائية والقابلية المغناطيسية) للأرض. لا تتطلب هذه الأساليب اتصال الجهاز بالأرض، وبالتالي يمكن استكشاف مساحات كبيرة بسرعة. هناك العديد من أجهزة السلينجرام Slingram المتاحة، مع ترتيب مختلف للملفي المرسل والمستقبل. أجهزة الكشف عن المعادن هي أحد أنواع أجهزة السلينجرام Slingram. عندما يتم وضع الملفات على قضيب، تحدد المسافة بينهما مدى اختراق العمق والدقة الجانبية للقياسات، مثال ذلك: (EM38) و (CMD Explorer). يتكون (EM61) من ملفين مرتبين عمودياً على شكل إطارات، وهو مثال على أداة فاعلة للكشف عن المعادن.



بناءً على هذا التمثيل، تم تصميم نموذج حاسوبي باستخدام نظامي؛ سلينجرام -Slin-gram التقليدي لتسجيل الحث، وتورام Turam الجديد نسبياً، مع تجاهل تأثيرات البئر. تشير نتائج هذا النموذج إلى أن نظام Turam يفضل، بشكل عام، على نظام Slingram في تحقيقات المياه الجوفية والمعادن، نظراً لاستجابته الأكبر بكثير، حيث تكون موصلية التكوين (أقل بكثير من 1 S/m) بشكل عام. ومع ذلك، إذا كانت الوسائط المحيطة موصلة (أكثر من 0.1 S/m)، فإن نظام Turam يعاني من توهين/تعتيم Attenuation السعة الكبيرة ودوران الطور للحقل الأولي الناجم عن المحيط الموصل، وهو أقل فائدة من نظام سلينجرام Slingram. ونظراً لأنها وظيفة أكثر تعقيداً لمعاملات النظام من سجل سلينجرام Slingram المقابل، لا يمكن تفسير سجل تورام Turam بسهولة إلا بالطريقة العكسية الحديثة باستخدام خوارزمية سريعة للحل الأمامي وجهاز حاسوب رقمي عالي السرعة.

9.3 مغناطيسية التردد الصوتي (AFMAG) Audio Frequency Magnetics

مغناطيسية التردد الصوتي (AFMAG): هي طريقة كهرومغناطيسية سلبية تحلل بيانات المجال المغناطيسي في نطاق التردد 1-1000 هرتز، والمرتبطة بمجالات (EM) الطبيعية لتصريفات البرق. تستخدم طريقة (AFMAG) مصادر كهرومغناطيسية طبيعية لقياس زاوية الميل. تم وصف الطريقة في الأصل بواسطة وورد (S.H, Ward (1959)، حيث ينشأ المجال الكهرومغناطيسي الأولي من مصادر تردد الصوت مثل الصواعق المرتبطة بنشاط العواصف الرعدية في جميع أنحاء العالم. تسهم المصادر الأخرى للطاقة الكهرومغناطيسية الطبيعية، التي هي من صنع الإنسان أيضاً في الطاقة الكهرومغناطيسية المحيطة الشاملة. الإشارات عشوائية، وهي ترتبط عموماً بما يُعرف بالضوضاء الساكنة، وبشكل أكثر تحديداً بالضوضاء المغناطيسية. تتكون إشارات (AFMAG) عموماً من إشارة صغيرة مستقطبة رأسياً، وإشارة مستقطبة أفقياً أكبر بكثير. الاستثناء هو في المنطقة المحيطة بالموصل الجيد. بسبب التغير في اتجاه الطاقة الكهرومغناطيسية بالقرب من جسم موصل، يتم استخدام تقنية زاوية الميل. يقيس نظام (AFMAG) المحمول جواً، الاستجابات في نطاق التردد 25-600 هرتز أو 30-720 هرتز اعتماداً على تردد شبكة الطاقة الكهربائية. قد تحتوي استجابات المجال الطبيعي (EM) فوق الكثافة الطيفية المنخفضة عند 1-2 KHz، على معلومات مفيدة عند الترددات في نطاقات (VLF) 30-3 KHz و (LF) 30-300 KHz.

يتم استخدام جهاز استقبال (مكبر صوت منخفض الضوضاء) ذي مستوى كسب من 1000 إلى 2000 لتضخيم الإشارة الناتجة عن نظام هوائي حلقي (ملف البحث). في نظام (AFMAG) النموذجي، يتم استخدام هوائيين حلقيين مثبتين بزاوية 90 درجة ثابتة لبعضهما البعض. تم تبسيط الاستطلاعات نظراً لأن جهاز الاستقبال ونظام ملف الكشف فقط مطلوبان لإجراء القياسات.



كيف يعمل مغناطيس التردد الصوتي AFMAG:

- 1- يتم وضع الهوائيات رأسياً، وتدور حول المحور الرأسي لتحديد "السمت" للجسم الموصل. يُقاس السمت عادةً كزاوية في اتجاه عقارب الساعة بالنسبة إلى الشمال الحقيقي.
- 2- توجيه الهوائي في المستوى الأفقي، يتم تدوير الهوائي حول المحور الأفقي لإنشاء زاوية ميل لأعلى أو لأسفل.
- 3- يتم إنشاء خريطة باستخدام البيانات التي تم جمعها في مناطق مختلفة من أجل تصوير متجهات الميل الإقليمية.

يحدد تفسير نواقل الميل المركز والعمق المقدر لجسم موصل. ستظهر قطعة الأرض على طول خط المسح عادةً زاوية ميل تتراوح من 20+ درجة إلى صفر إلى -20 درجة. يمكن أيضاً رسم خطوط المسح على نسخة مطبوعة تظهر استجابة إشارة (AFMAG) متعددة القنوات (متعددة التردد) فوق منطقة معدنية. يتم إجراء قياسات الميل على ترددين. توفر نسبة الاستجابة المنخفضة/العالية قياسات لتوصيل الموصل في الأرض.

يستخدم (AFMAG) في تحديد الرواسب المعدنية الضخمة للكبريتيدات، بما في ذلك رواسب الكبريتيدات البركانية الضخمة. يتم تطبيق الطريقة في المسوحات الأرضية والمسوحات المحمولة جواً لتحديد تشوهات القص / القص والمناطق ذات التوصيلات المتناقضة.

10.3 مصدر التحكم الكهرومغناطيسي (CSEM) Controlled Source EM

والمصدر الصوتي بالتردد المغناطيسي (CSAMT) and Audio-frequency MT

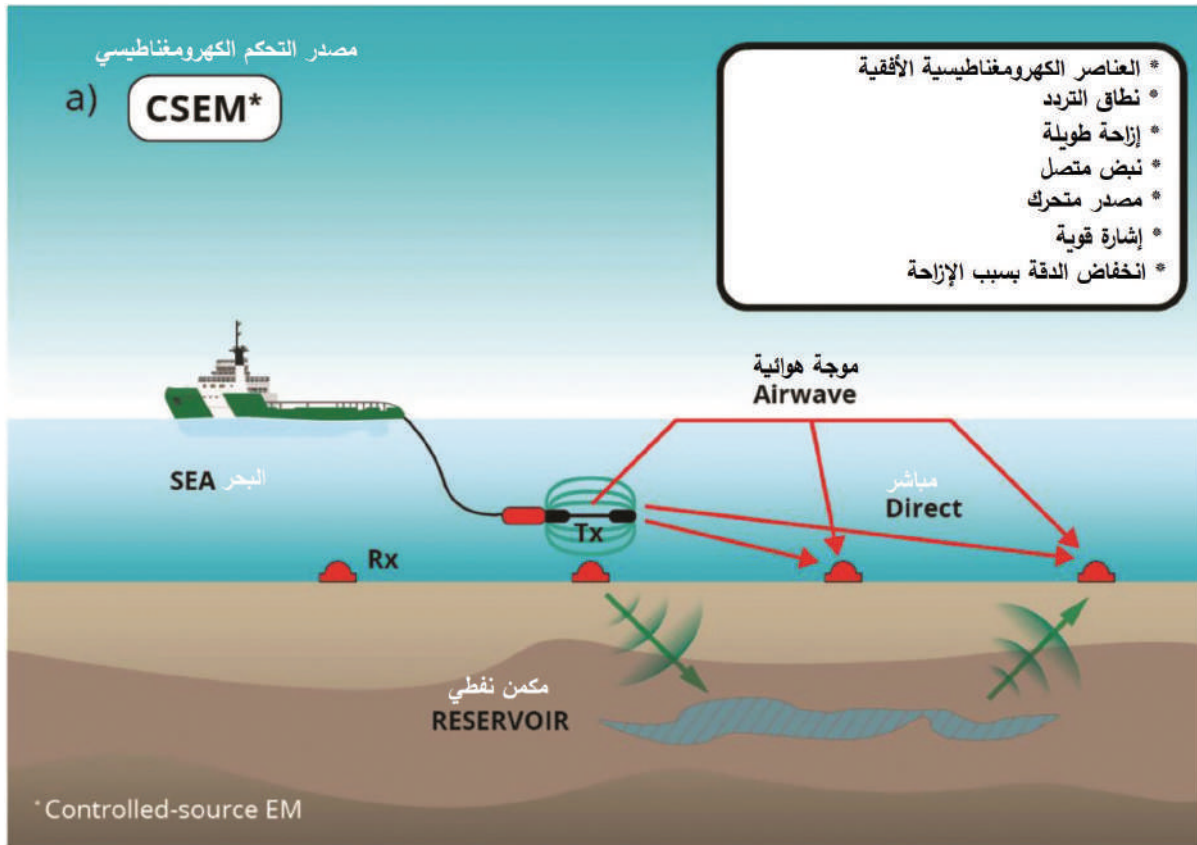
مصدر التحكم الكهرومغناطيسي (CSEM) EM هو أسلوب مسح جيوفيزيائي أرضي منخفض التأثير، يستخدم على نطاق واسع في استكشاف المعادن والطاقة الحرارية الأرضية والمياه الجوفية، وفي بعض التطبيقات الهيدروكربونية، تتضمن طريقة (CSEM / CSAMT) إرسال إشارة كهربائية متحكم بها في مجموعة من الترددات إلى الأرض من موقع واحد (موقع جهاز الإرسال)، ثم قياس المجالات الكهربائية والمغناطيسية المستلمة في موقع المستقبل. يتم استخدام نسبة المقاييس المتعامدة والأفقية الكهربائية والمغناطيسية (مثل Ex و Hy) لحساب بنية المقاومة للأرض. تتعلق قيم المقاومة المحسوبة من بيانات (CSEM / CSAMT) بجيولوجية منطقة الدراسة. تشمل العوامل التي تحدد المقاومة؛ مسامية الصخور أو الرواسب، وسوائل المسام، ووجود تجمعات معدنية معينة. وهذا يجعل بيانات (CSEM / CSAMT) مرغوبة في توفير معلومات مهمة حول البنية الجيولوجية وعلم الصخور واتجاهات منسوب المياه وملوحة السوائل ومواقع الملوثات الخاصة باستقصاءات المعادن والهيدروولوجيا والبتترول.

المصدر الصوتي بالتردد المغناطيسي (CSAMT) عبارة عن مصدر صوتي يتم التحكم فيه بتردد مغناطيسي؛ حيث يتم وضع جهاز الإرسال في الحقل بعيداً عن جهاز الاستقبال. في وقت مبكر من تطوير الطريقة، تم إجراء ذلك لتبسيط نمذجة البيانات باستخدام الرياضيات والبرامج المحسوبة في الأصل لنمذجة بيانات (MT) ذات المصدر الطبيعي.

يُعد (CSEM/CSAMT) مفيداً لرسم خرائط عمق لنطاق يتراوح بين 20 و1000 م. الدقة الرأسية تتراوح ما بين 5 إلى 20٪ من العمق. يعتمد عمق الاستقصاء على التردد المرسل، والمقاومية تحت السطحية. بشكل عام، كلما انخفض التردد وازدادت مقاومية الأرض، زاد عمق البيانات (الشكل 26.3).



تُستخدم تقنيات مصدر التحكم الكهرومغناطيسي (CSEM) لاستكشاف الطبقات الجيولوجية تحت السطحية باستخدام الإشارات الكهرومغناطيسية الناتجة عن المصادر الصناعية. ذلك لأن الطبقات تحت السطحية المختلفة تتكون من مواد ذات خصائص كهرومغناطيسية مختلفة من حيث مقاومتها أو توصيلها للكهرباء، وقابليتها للشحن. تظهر الهيدروكربونات (النفط والغاز) مقاوميات مختلفة تمكن من استخدام (CSEM)، على سبيل المثال، في تحديد مستويات عالية من الدقة في احتمال وجود التكوينات الحاملة للهيدروكربونات في باطن الأرض، والحصول على معلومات حول هندسة المكنن Reservoir وامتداده.



الشكل 26.3: يوضح آلية (CSEM)، حيث يظهر جهاز الإرسال (المصدر) كجسم أسود ممدود يتم سحبه خلف المركبة. تمثل الرموز الحمراء في قاع البحر أجهزة الاستقبال. تشير المنطقة ذات الألوان الزرقاء في باطن الأرض إلى مكنن يحتوي على الهيدروكربون.

11.3 المسح الكهرومغناطيسي الجوي (AEM) Airborne Electromagnetic

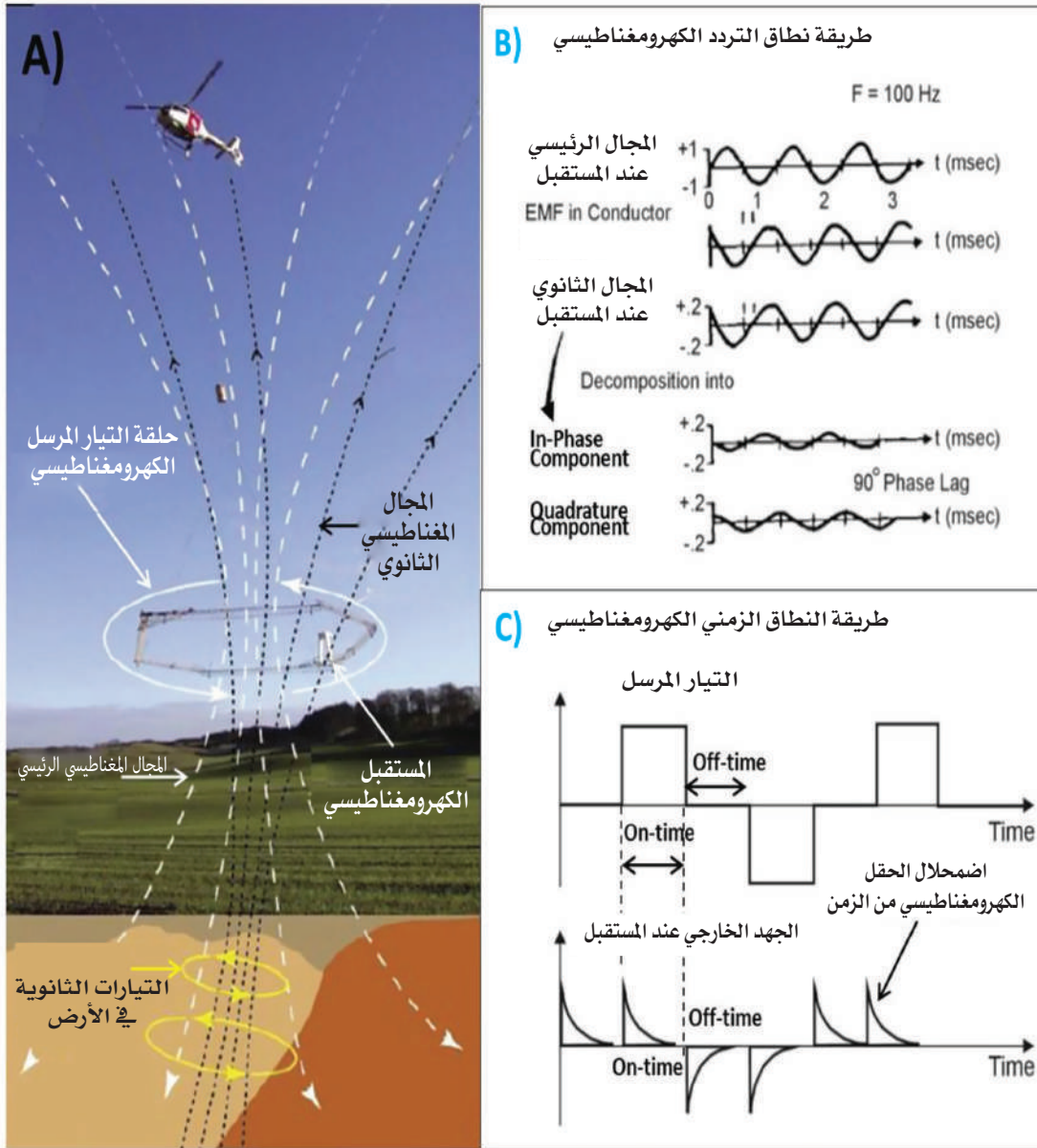
1.11.3 المبادئ الأساسية

تعد الكهرومغناطيسية المحمولة جواً (AEM) واحدة من أكثر الطرق الجيوفيزيائية شيوعاً في استكشاف المعادن حول العالم، وربما تأتي في المرتبة الثانية بعد القياسات الإشعاعية المغناطيسية الجوية باعتبارها الأكثر انتشاراً. يوضح (الشكل 27.3) مخططاً لنظام (EM) لطائرة مروحية، يظهر فيها المجالات المغناطيسية المستحثة (الأولية) والمقاسة (الأولية + الثانوية). تم تصنيف أنظمة (EM) المحمولة جواً وفقاً لشكل موجة مصدر الإرسال وكيفية قياسها، ويشار إليها إما باسم "نطاق التردد" (FEM) أو «النطاق الزمني» (TEM).

كما يمكن تصنيف أنظمة (AEM) وفقاً لكيفية إرسال حقول (EM)، إما مصدر "نشط" (متحكم فيه)، حيث يكون كل من المرسل والمستقبلات جزءاً من الأجهزة، ويشمل جميع أنظمة النطاق الزمني ونطاق التردد، أو مصدر «سلبي» (موجة مستوية)، حيث يكون جهاز الاستقبال فقط جزءاً من الجهاز، مع إنشاء حقل (EM) في مكان آخر، والذي قد يشمل أنظمة المجال الطبيعي (VLF و EM). بالإضافة إلى الأنظمة شبه المحمولة جواً تتضمن عادةً أجهزة إرسال على الأرض، سواءً مصادر حلقيّة (حثية) أو ثنائية القطب (جلفانية)، وأجهزة استقبال في الهواء.

الهدف العام من المسح الكهرومغناطيسي الجوي (AEM) هو إجراء بحث سريع ومنخفض التكلفة نسبياً عن الموصلات المعدنية، على سبيل المثال؛ الكبريتيدات الضخمة الموجودة في صخور القاع، وغالباً ما تكون تحت غطاء من الأحواض و/ أو المياه العذبة. يمكن تطبيق هذه الطريقة في معظم البيئات الجيولوجية باستثناء الأماكن التي تحتوي على صخور عالية التوصيل أو حيث يكون الغطاء سميكاً وموصلاً. وهي مناسبة تماماً، ومستخدمة في رسم الخرائط الجيولوجية العامة، ومطبقة في مجموعات متنوعة من المشكلات الهندسية، مثال ذلك؛ استكشاف المياه العذبة، والمناطق شبه القاحلة، خاصة مع المجاري الداخلية، عادةً ما تكون بيئات (AEM) ضعيفة. تتراوح موصلية المواد الجيولوجية أكثر من سبعة مراتب من حيث الحجم، مع أقوى استجابة كهرومغناطيسية تأتي من الكبريتيدات الضخمة، متبوعة بترتيب تنازلي للكثافة بواسطة الجرافيت، والرواسب غير المجمعة (الطين، والحصى/الرمال)، والصخور النارية والمتحولة.





الشكل 27.3:

- (A) نموذج تخطيطي لنظام (EM) المحمول جواً، والحقول المستحثة مقابل الحقول المقاسة (Viezzoli، 2014)؛
- (B) الحقول الأولية والثانوية في نطاق التردد الكهرومغناطيسي عند المستقبل
- (C) الأشكال الموجية لإرسال واستقبال النطاق الزمني (EM)

2.11.3 كيفية عمل نظام المسح الكهرومغناطيسي الجوي (AEM)

تستخدم طرق التنقيب بالحث الكهرومغناطيسي المجالات الكهرومغناطيسية الأولية التي يصنعها الإنسان سواءً؛ المحمولة منها جواً أو (معظم) تلك التقنيات على اليابسة، والتي تتم كالتالي تقريباً؛ إنشاء مجال مغناطيسي متناوب عن طريق تمرير تيار عبر ملف، (أو على طول سلك طويل)، قياس المجال بمستقبل يتكون من؛ مضخم إلكتروني حساس، ومقياس، أو جسر مقياس الجهد، اختيار تردد التيار بحيث يحدث مجالاً لتيار دائري غير مهم في الأرض إذا كان لديه توصيل كهربائي متوسط، عند إحضار المصدر والمستقبل بالقرب من منطقة أكثر توصيلاً، فقد تتسبب تيارات إيدي Eddy currents بدوران أقوى داخلها، ومن ثم سيتم إنشاء مجال مغناطيسي ثانوي ملموس بالقرب من الموصل، يمكن مقارنة هذا المجال الثانوي أو الشاذ من حيث الحجم بالحقل الأولي أو العادي (الذي يسود في غياب الموصلات)، في هذه الحالة يمكن أن يكتشفه المستقبل. تُقاس عادةً شدة المجال الثانوية (Hs) كنسبة من شدة المجال الأولية (Hp) عند المستقبل كنسبة مئوية أو جزء في المليون.

$$\text{Anomaly} = Hs / Hp.$$

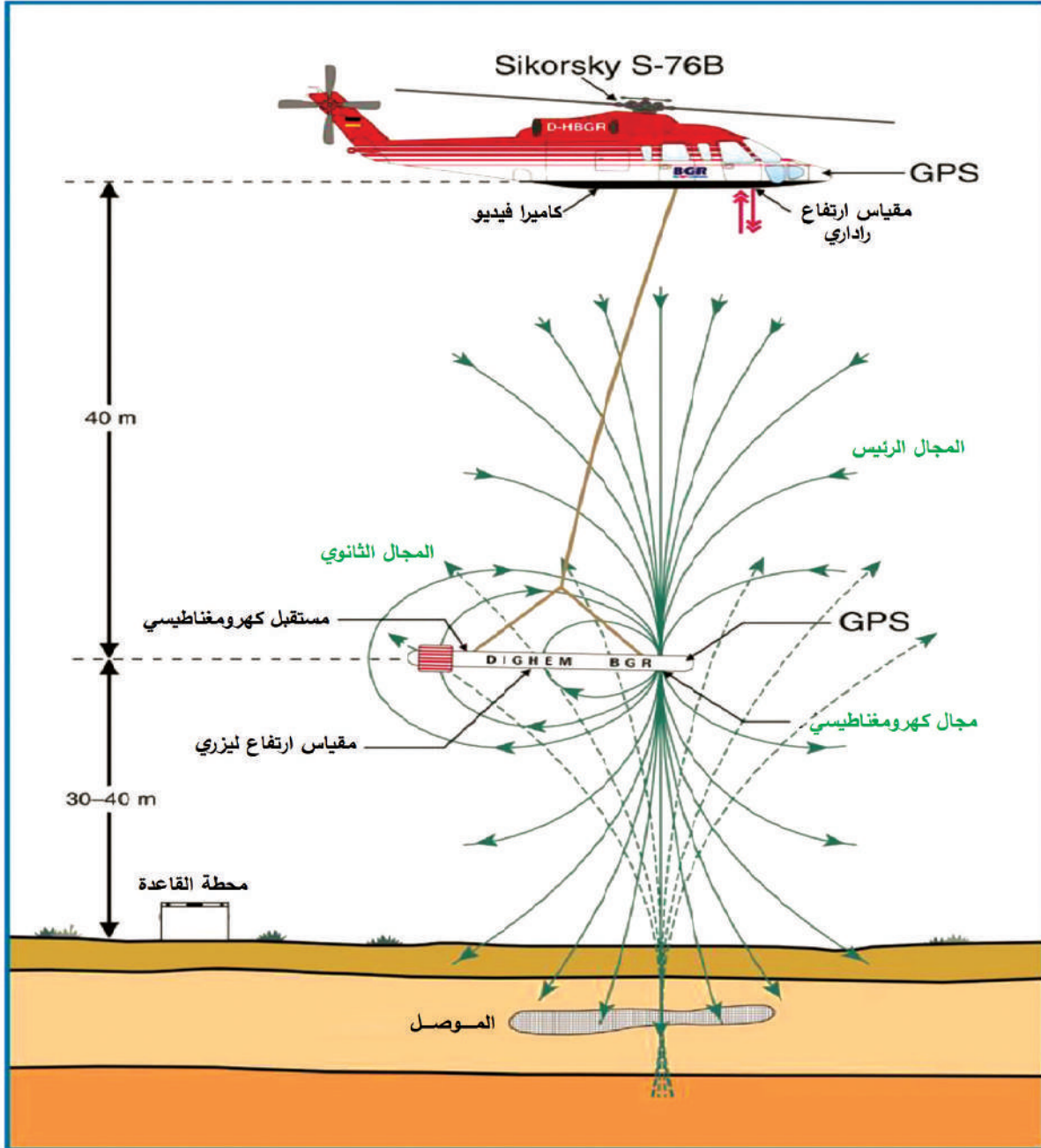
(70)

تؤدي زيادة شدة المجال الأولي إلى زيادة شدة المجال الثانوي بشكل متناسب، ولكن "الانحراف" المقاس في جزء في المليون أو نسبة مئوية يظل كما هو.

يتم التنقيب عن المناطق الشاذة عن طريق اجتياز الأرض بشكل منهجي، إما مع جهاز الاستقبال بمفرده أو مع المصدر والمستقبل معاً، اعتماداً على النظام المستخدم. في حالة الأنظمة المحمولة جواً، تكون ملفات المستقبل عادةً خلف الطائرة، وقد يكون جهاز الإرسال عبارة عن ملف كبير يحيط بطائرة ذات جناح ثابت، مثال ذلك أنظمة الإدخال. أو ملف واحد أو أكثر من الملفات الصغيرة في الطائرة نفسها الذي يضم ملفات الإرسال، ومن ذلك، معظم أنظمة (HEM) (الهليكوبتر EM Helicopter). هناك نظامان أساسيان مختلفان، يُستخدمان بشكل شائع لتوليد واستقبال المجال الكهرومغناطيسي: "العابر Transient أو "Time domain" مثل INPUT و GEOTEM و MEGATEM .



في نظام EM (HEM) لطائرة مروحية Helicopter ذات مجال تردد نموذجي، يتم وضع كل من مجموعة ملف الإرسال و ملف الاستقبال في ذراع أو طائر « bird »، يتم سحبها أسفل المروحية. بشكل عام، يبلغ طول ذراع الرافعة هذا من ثلاثة إلى خمسة أمتار، ويحتوي على اثنين إلى ستة أزواج من الملفات. عادةً ما يكون نصف الملفات في كل من مجموعة أجهزة الإرسال ومجموعة أجهزة الاستقبال لتشكيل «اشتراكاً محورياً Co-axial»، أي أن محورها عاديًا على مستوى الملفات يمر عبر مركز كلا الملفين. عادةً ما يكون النصف الثاني من مجموعات الملفات «مستويًا مشتركاً»، وهو ما يعادل كلاً من ملف الإرسال والاستقبال المستلقي على الأرض. يتم استخدام اتجاهات أخرى متحدة المستوى من حين لآخر. (الشكل 28.3)



الشكل 28.3: يوضح مخططاً للأجهزة الجيوفيزيائية، وأنظمة الـ GPS للطائرة المروحية، والمسافات بين الجسم الموصل conductor والطائرة.



3.11.3 العوامل التي تؤثر في طريقة المسح الكهرومغناطيسي الجوي AEM

1. نسبة الإشارة إلى الضوضاء Noise:

عند إجراء عملية المسح يكون هناك أسباب للضوضاء؛ "ضوضاء النظام" (Ns) و "الضوضاء الجيولوجية" (Ng)، فإن قدرة النظام على التعرف على الشذات وقياسها محدودة بنسبة «الإشارة إلى الضوضاء» Signal-to-noise:

$$\text{Signal-to-noise} = H_s / (N_s + N_g)$$

نظراً لأن المجال المغناطيسي الثانوي (Hs) و (Ng) يتناسبان مع شدة المجال الأولية (Hp) و (Ns)، في أنظمة نطاق التردد عادةً ما تحتوي على عناصر تتناسب مع (Hp)، فلا يمكن اكتساب الكثير منها خلال زيادة قدرة المجال الأولية. في أنظمة النطاق الزمني (Ns) لا تتأثر بشكل كبير ب (Hp)، لذا فإن الطاقة الإضافية تؤدي إلى زيادة «الإشارة إلى الضوضاء». تتم أحياناً محاولات زيادة «الإشارة إلى الضوضاء» عن طريق زيادة المسافة بين المرسل والمستقبل. ينتج عن هذا نفس (Hs) و (Ng) تقريباً، ولكن غالباً ما ينتج عنه ضوضاء أقل (Ns).

2. الاختراق

إن اختراق نظام (AEM) هو عمق الاستكشاف الفاعل. بشكل عام، يتم أخذ هذا ليشمل ارتفاع النظام فوق الأرض، حيث يتأثر ذلك أيضاً بالبيئة المحلية وظروف الطيران. بشكل عام، الأنظمة التي تحتوي على تباعد أو مسافة ملفات كبيرة بين جهازي الإرسال والاستقبال، والتي يشار إليها عادةً باسم (TX-RX)، تتمتع باختراق أكبر من تلك الأنظمة ذات الفواصل أو المسافات الصغيرة. يرتبط الاختراق ارتباطاً وثيقاً ب «الإشارة إلى الضوضاء».

3. التمييز Discrimination

إن تمييز نظام (AEM) يعني قدرة النظام على التفريق بين الموصلات ذات الخصائص الفيزيائية المختلفة أو الأشكال الهندسية. يعد التمييز، خاصة بين الموصلات السطحية المسطحة والموصلات شديدة الانحدار أمراً مهماً للغاية. يمكن تحقيق تمييز جيد في أنظمة (HEM) باستخدام عدة ترددات لأزواج من الملفات متحدة المحور ومتحدة المستوى.

4. الدقة Accuracy

تشير الدقة إلى قدرة نظام (AEM) على التعرف على التأثيرات المتداخلة للموصلات القريبة وفصلها. ينتج النظام الذي يقوم بذلك بشكل جيد أيضاً حالات شاذة حادة على الموصلات المعزولة أو المنفصلة. تزداد الدقة عموماً مع انخفاض ارتفاع الرحلة وفصل الملف. تتمتع أنظمة (HEM) عادةً بدقة أفضل من أنظمة النطاق الزمني ذات الجناح الثابت.

4.11.3 تطبيقات نظام القياس الكهرومغناطيسي المحمول بالمروحية HEM

بشكل عام، يجب أخذ طريقة الكهرومغناطيسية العابرة (TEM) المحمولة جواً في الاعتبار في حالات الغطاء السميك والموصل، لرسم خرائط جيولوجية مدفونة بعمق (أكبر من 150 متراً). ولتمييز الأهداف الأكثر توصيلاً (أكبر من 10 S / m)، يجب مراعاة (FEM) المحمولة جواً عندما تكون الأهداف ضعيفة التوصيل، وعندما تكون مقاومة الصخور المضيفة أكبر من 10000 أوم.م) وعندما تكون الدقة القريبة من السطح (أقل من 50 م) أمراً بالغ الأهمية، كما هو الحال في الجيولوجيا المائية والهندسية أو استكشاف الذهب والكمبرلايت. يجب مراعاة (AEM) السلبى عند رسم خرائط الأنظمة المعدنية الكبيرة وعند الحاجة إلى عمق بحث كبير (أكبر من 500 م). يتم نقل نظام (AEM) بواسطة طائرة، وغالباً ما تكون مروحية، وقياس التغيرات في الموصلية على الأرض. وهو يستخدم الآن بشكل روتيني كتقنية استقصائية لرسم خرائط جودة المياه الجوفية، وخصائص أنظمة الخزان الجوفي، ورسم خرائط ملوحة التربة. يعد نظام (AEM) للطائرة المروحية طريقة سريعة وفاعلة من حيث التكلفة لرسم خريطة الأجزاء الرئيسية للمستجمعات، حيث يمكن أن توفر معلومات مفصلة بالقرب من السطح، وكذلك على أعماق (أقل من 100 م).

تحمل أنظمة المسح الكهرومغناطيسي الجوي (AEM) الخاصة بالمروحية ملفات جهاز الإرسال والاستقبال مثبتة في إطار متدل أسفل المروحية. ينبض تيار كهربائي من خلال ملف الإرسال الذي ينتج مجالاً مغناطيسياً أولياً. يستحث هذا المجال التيارات الدوامية في الأرض التي تخلق بعد ذلك مجالاتها المغناطيسية الثانوية. تتقلب قوة المجال الثانوي مع اختلاف

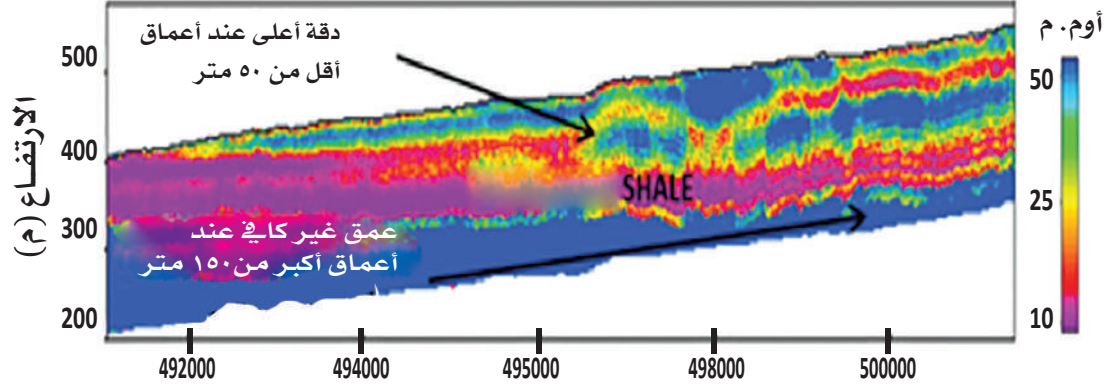


موصلية الأرض التي قد تتأثر بالتغيرات في ملوحة التربة أو التغيرات في نوعية المياه الجوفية. يتم قياس اضمحلال المجال الثانوي بواسطة ملف المستقبل الموجود أسفل المروحية، ويمكن استخدام الاستجابة للاستعلام عن الموصلية الأرضية، لأنها تختلف باختلاف العمق. تدوم هذه المجالات بضعة أجزاء من الألف من الثانية (الشكل 29.3).

الهدف العام للمسوحات الكهرومغناطيسية المحمولة جواً (AEM)، هو إجراء بحث سريع ومنخفض التكلفة نسبياً عن الموصلات المعدنية. على سبيل المثال، الكبريتيدات الضخمة، الموجودة في صخور الأساس Bedrock، وغالباً ما تكون تحت غطاء من الأحجار الزائدة و/أو المياه العذبة. يمكن تطبيق هذه الطريقة في معظم البيئات الجيولوجية باستثناء الأماكن التي تكون فيها الصخور المضيفة Country rocks عالية التوصيل أو حيث يكون الغطاء سميكاً وموصلاً. وعموماً هناك العديد من تطبيقات نظام القياس الكهرومغناطيسي المحمول بالمروحية (HEM)، وعلى سبيل المثال يمكن الاستفادة منها في :

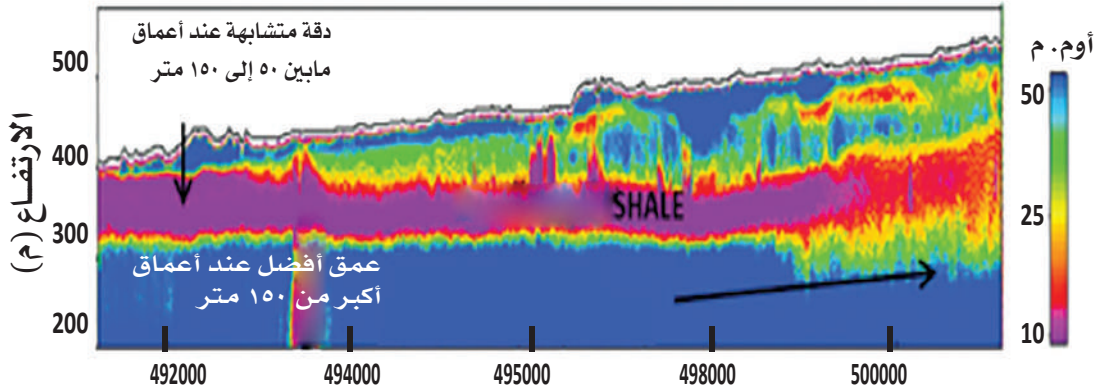
- تعيين حدود المياه المالحة / المياه العذبة.
- استكشاف المياه الجوفية.
- رسم الخرائط الجيولوجية.
- رسم خرائط مناطق الصدوع.
- استكشاف المواقع الملوثة.
- انتشار مياه الصرف الموصلة.
- المسوحات الأثرية.
- المسوحات الجيولوجية الهندسية.
- استكشاف الرواسب المعدنية.

(A) نطاق التردد الكهرومغناطيسي - الموصلية - العمق التصويري



(B)

نطاق الزمن الكهرومغناطيسي - الموصلية - العمق التصويري



الشكل 29.3 : مقارنة مقطع تصويري لنظام (EM) المحمول جواً باستخدام نطاق التردد الكهرومغناطيسي (A) والنطاق الزمني الكهرومغناطيسي (B) لحساب عمق الجسم الموصل، ويلاحظ أوجه الاختلاف وأوجه التشابه في دقة العمق بين النظامين.

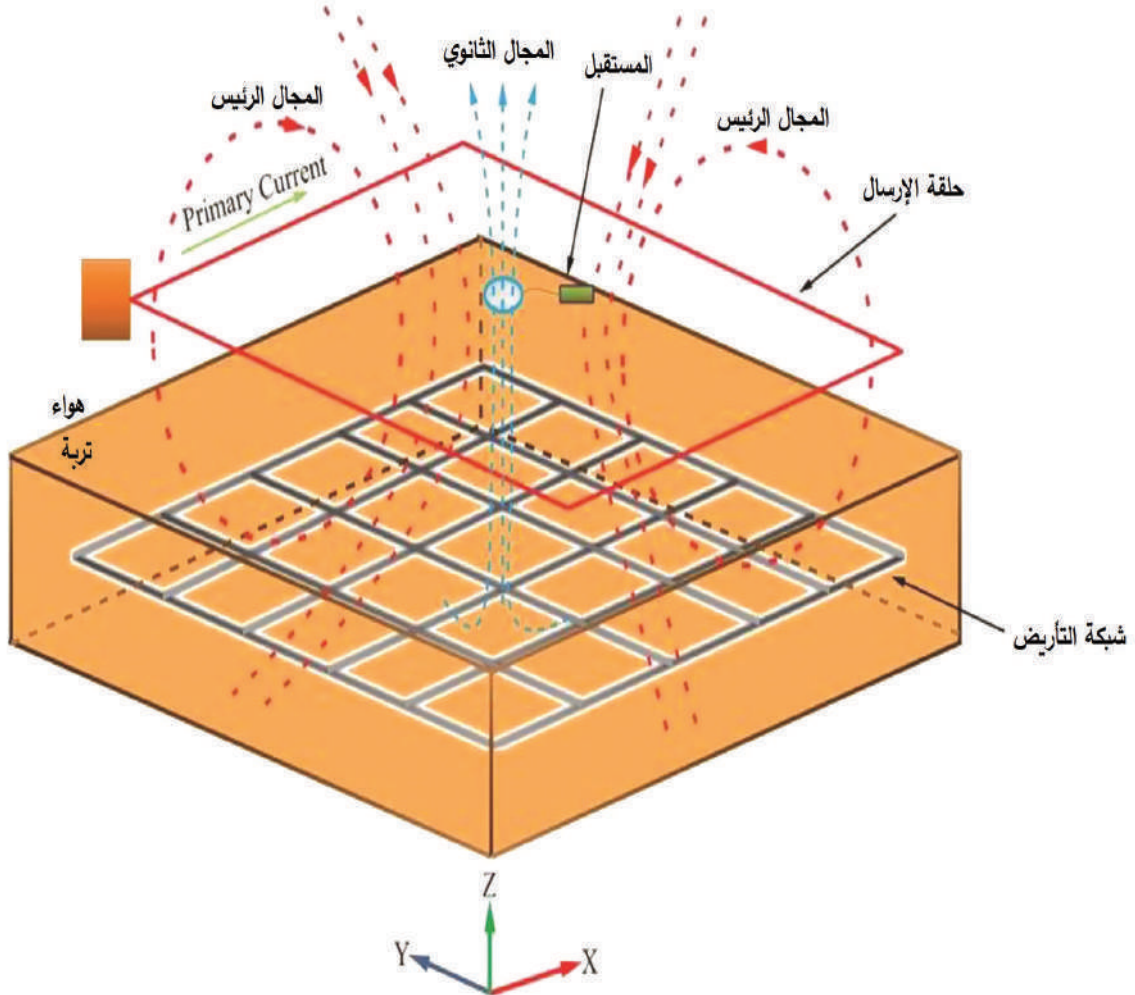


12.3 طريقة الكهرومغناطيسية العابرة (TEM) Transient Electromagnetics

تم تطوير طريقة الكهرومغناطيسية العابرة (TEM) للحصول على معلومات حول المقاومة الكهربائية تحت السطح. (TEM) هي طريقة كهرومغناطيسية تقيس في النطاق الزمني - على عكس طرق نطاق التردد - باستخدام الإشارات الاصطناعية التي تم إنشاؤها باستخدام أجهزة إرسال معينة. يتم إيقاف التيار المتدفق في حلقة جهاز الإرسال فجأة. يتسبب المجال الكهرومغناطيسي المنهار في إحداث تيارات دوامة في الموصل تحت الأرض وفقاً لمعادلات ماكسويل. ينتج نظام التيارات الدوامة هذا مجالاً مغناطيسياً ثانوياً، يعتمد انتشاره على توزيع الموصلية في باطن الأرض. يمكن قياس التغير الزمني للحقل الثانوي على سطح الأرض. المكونات المغناطيسية (HX و HY و HZ) تعمل كجهد مستحث في الملفات والمكونات الأفقية الكهربائية، مثل (EY) تعمل مباشرة كجهد بين قطبين. من الجهد المستحث المتحلل يمكن حساب المقاومة الظاهرة والعمق المخصص كدالة للوقت، بعد إيقاف تشغيل النبضة الأولية. وكلما تأخرت الأزمنة، زاد عمق اختراق النظام الحالي. الميزة الكبيرة لهذه الطريقة هي الفصل الزمني بين المجال الأولي القوي والمجال الثانوي الضعيف، مما يسمح بتضخيم عالٍ للحقل الأخير (الشكل 30.3).

هناك نوعان من الانبعاثات: ثنائي القطب الكهربائي الأفقي، في حالة الاقتران الجلفاني، حيث يُحقن تياراً ثابتاً في الأرض بواسطة قطبين كهربائيين، مما يولد مجالاً كهربائياً في باطن الأرض. يتم استخدام مثل هذا الانبعاثات، على سبيل المثال، في طريقة الإزاحة الكهرومغناطيسية العابرة الطويلة (LOTEM). ثنائي القطب المغناطيسي الرأسي، في حالة الاقتران الاستقرائي، يتدفق تيار مباشر في ملف أفقي كبير، مما يؤدي إلى صنع مجال مغناطيسي ثابت مؤقتاً في باطن الأرض، والذي يمكن وصفه بأنه ثنائي القطب المغناطيسي الرأسي.

تطبيقات (TEM) خصوصاً في مجالات مسح المياه الجوفية والبيئية ومدافن النفايات، وفي التنقيب عن المعادن والحرارة الجوفية والكشف عن أحواض الفحم المحترقة.



الشكل 30.3: نظام نموذجي لطريقة الكهرومغناطيسية العابرة (TEM) يفحص الشبكة الأرضية. يتفاعل المجال المغناطيسي الأولي الناتج عن ملف الإرسال مع الشبكة المدفونة في التربة، ويحفز التيارات الدوامة. تنتج التيارات الدوامة المستحثة مجالاً مغناطيسياً ثانوياً ينتقل صعوداً إلى سطح الأرض، ويتم جمعه بواسطة ملف الاستقبال الموجود في مركز ملف الإرسال.



13.3 رادار الاختراق الأرضي (GPR) Ground Penetrating Radar

1.13.3 نظرة عامة

أستخدم نظام رادار الاختراق الأرضي منذ عام 1960م في مجال التطبيقات الجيولوجية لمعرفة التراكيب تحت السطحية، واستكشاف الاجسام المدفونة بأنواعها، وتحديد الكهوف والفراغات، وقد تطورت الطريقة في الوقت الحالي تطوراً كبيراً في مجال تفسير ومعالجة البيانات. في عام 1980، أصبح النظام أكثر استخداماً في المجالات الهندسية والآثار، وقد وجدت هذه الطرق الرادارية الكثير من القبول في مجال الهندسة المدنية في مناطق معينة (Reynolds, 1997).

تستخدم تقنية الرادار الأرضي موجات كهرومغناطيسية ذات ترددات عالية للتطبيقات القريبة جداً من السطح؛ من 1 متر حتى 10 أمتار. يستغل (GPR) التناقضات في الخواص الكهرومغناطيسية - سماحية العزل والتوصيل الكهربائي والنفاذية المغناطيسية - من أجل تعيين الحدود الفيزيائية للتراكيب الضحلة (سواء الطبيعية منها أو الاصطناعية). يعد (GPR) مثالياً للتطبيقات القريبة من السطح، لأنه يوفر صوراً أكثر دقة من طرق مثل: (FDEM) و (TDEM) و (MT).

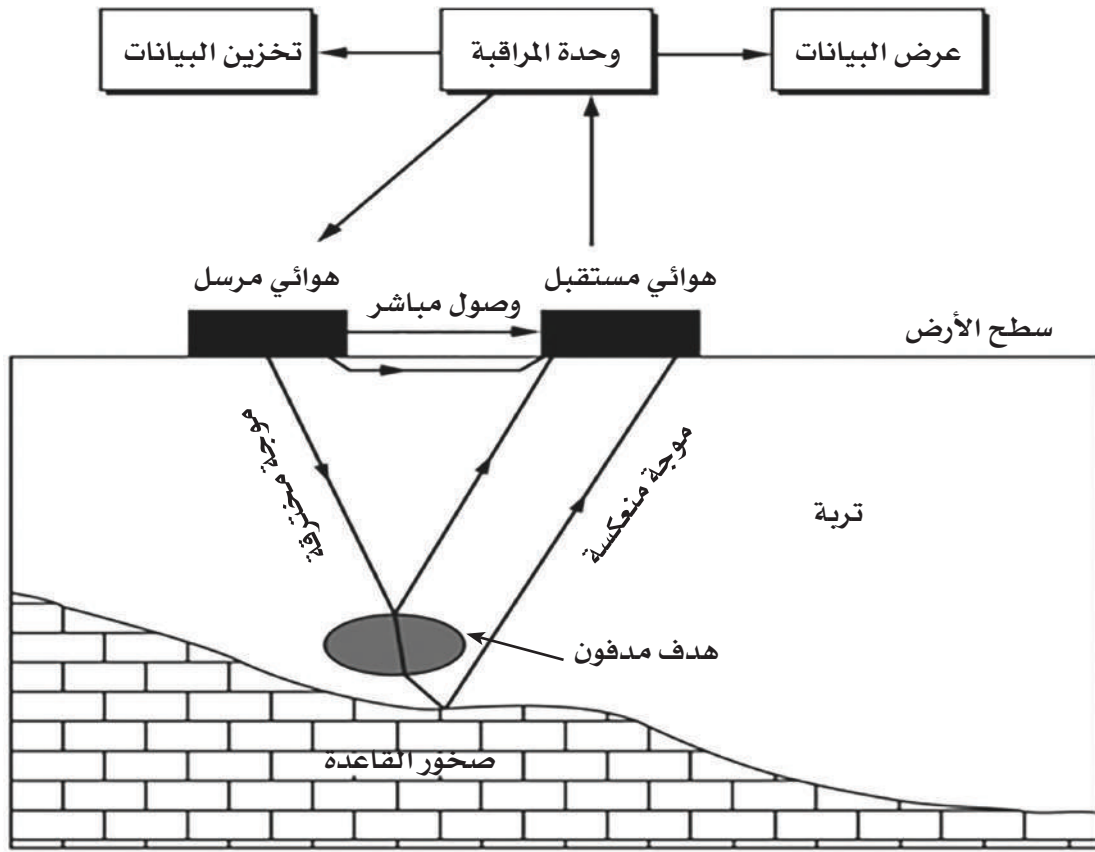
طريقة (GPR) تشبه الطريقة السيزمية، مع اختلاف أن الطريقة السيزمية تستخدم الأمواج الصوتية وتغطي أعماقاً كبيرة، أما طريقة رادار الاختراق الأرضي فتستخدم الأمواج الكهرومغناطيسية، وتغطي أعماقاً أقل. وكلتا الطريقتين تعتمد على انعكاس الطاقة من المواد تحت السطحية، ولكنها تختلف تماماً في مواصفات التطبيق في الموقع، ومن محاسن أو سمات استخدام الموجات الكهرومغناطيسية أن الإشارات ذات طول موجي قصير نسبياً، ويمكن توليدها وانطلاقها إلى تحت سطح الوسط للالتقاط وتحديد التغيرات في الخصائص الكهربائية (ثابت العزل الكهربائي) للوسط. ومن المساوئ والعيوب أن الموجات الراديوية لا يمكن أن تخترق المواد ذات الموصلية الكهربائية العالية، كالطين الرطب الذي يعتبر بيئة ممتازة لتقنية الانعكاس السيزمي.

2.13.3 مبدأ المسح الراداري

يُعتبر المسح الراداري طريقةً جيوفيزيائيةً غير متلفة، طُوّرت خلال العقود الثلاثة الماضية للاستكشاف الضحل وبدقة عالية، والفكرة العامة للرادار الأرضي المخترق هي إرسال موجات (نبضات) كهرومغناطيسية عالية التردد (10-1000 ميغاهرتز) تحت سطح الوسط (سواء خرساني أو جيولوجي) حتى تقابل أهدافاً أو مواقع مختلفة (من ناحية الخصائص الكهربائية)، ثم تنعكس وترتد إلى السطح، ويتم استقبالها في الجهاز نفسه (الشكل 31.3)، ومن ثم يتم تحليل ومعالجة هذه الموجات بواسطة برامج التحليل للحصول على صورة للوسط الذي مرت فيه هذه الموجات. تتأثر هذه الموجات بالخصائص الكهربائية المختلفة، وتعتمد على مدى التباين في تلك الخصائص، حيث ينعكس جزء منها ويتم تسجيلها بواسطة جهاز الاستقبال والجزء الآخر ينكسر أو يتشتت. هذه الطريقة فاعلة جداً عندما يكون الوسط منخفض التوهين/التعتيم Attenuation (والذي يتميز بموصلية كهربائية منخفضة) كالثلج، والرمل، والزيت الخام، وصخور القاعدة، والماء النقي... إلخ، وتكون قليلة الفاعلية (التأثير) أو غير مجدية، عندما يكون الوسط عالي التوهين/التعتيم، كالطين، والغرين، والماء الملح، وغير ذلك.

تعتمد الطرق الرادارية على مدى التباين والاختلاف في الخصائص الكهربائية للتركيب الجيولوجي تحت السطح أو للطبقات السطحية وما تحويه من فراغات أو كهوف أو أجسام مختلفة. تعتمد الخصائص الكهرومغناطيسية للمواد على طبيعتها التركيبية وعلى محتواها المائي، وهذان العنصران يتحكمان في سرعة انتشار الموجات الراديوية تحت سطح الأرض. وعندما تنطلق الموجات الراديوية فإن جزءاً منها ينكسر أو يتشتت وجزءاً منها ينعكس بسبب اختلاف الخصائص الكهربائية للطبقات والمواد الصخرية matrix، والتي تحتوي على تغير في نسبة الطين أو الفراغات والشقوق.





الشكل 31.3: يوضح المفهوم الأساسي لـ (GPR)

أثناء المسح يتم استخدام هوائي المصدر (TX) لإرسال نبضة من موجات الراديو (2.6 - 10 ميغاهرتز إلى 2.6 جيجا هرتز) إلى الأرض. عندما تنتشر موجات الراديو عبر الأرض، فإنها تتشوه نتيجة خصائص الأرض الكهرومغناطيسية. في الحدود التي تتغير فيها الخصائص الكهرومغناطيسية تحت السطح بشكل مفاجئ، تخضع إشارات الموجات الراديوية للإرسال و/أو الانعكاس و/أو الانكسار. تقوم المستشعرات (RX) بقياس سعة وزمن انتقال إشارات الموجات الراديوية التي شوهتها الأرض.

تُستخدم خاصية انعكاس الموجات الكهرومغناطيسية لمعرفة الظروف داخل وتحت المباني أو الكتل الخرسانية، وأماكن الرصف والتربة. ويمكن أن تستخدم هذه الطريقة لتحديد

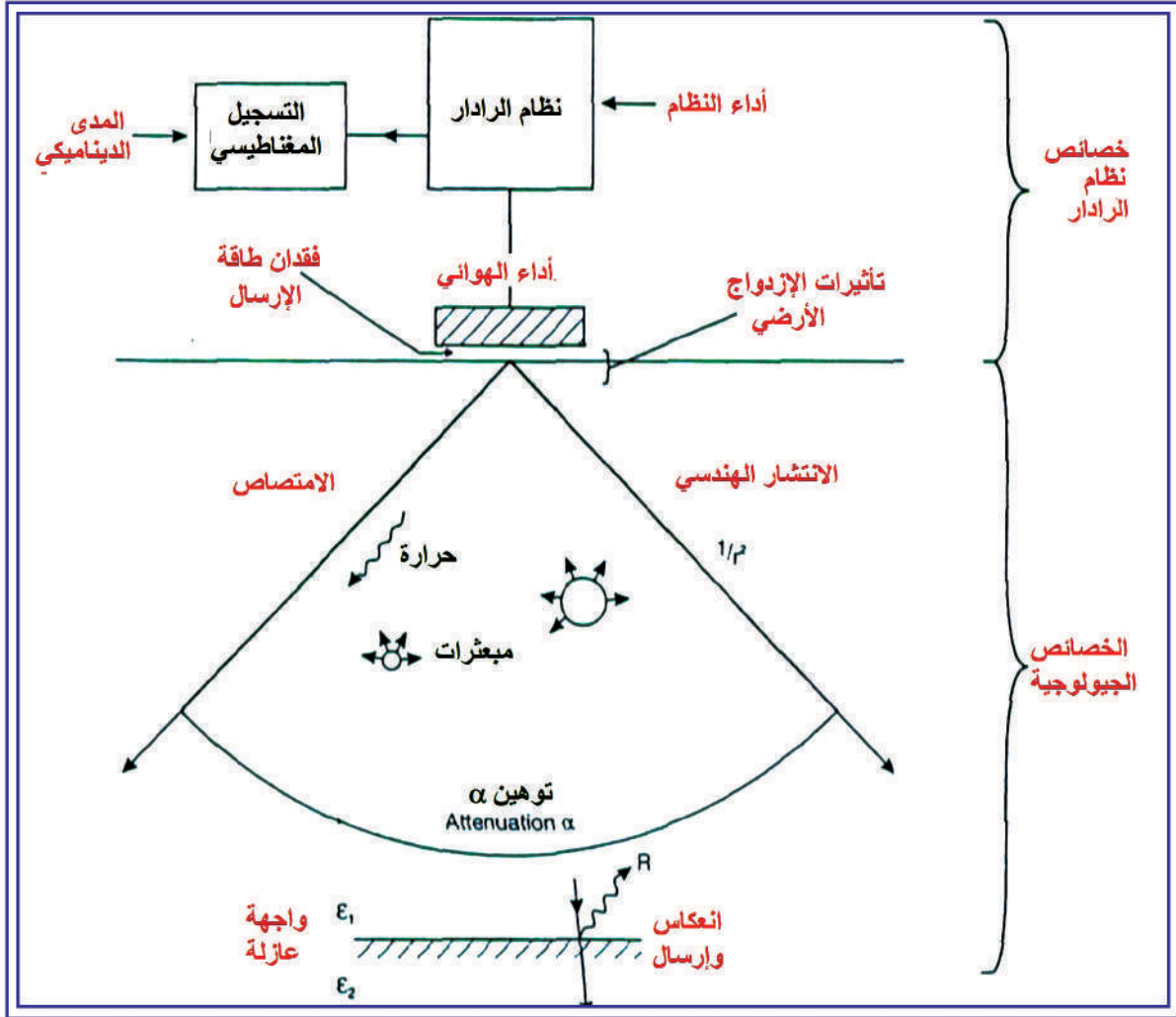
مواقع الأجسام المعدنية والأسطح الخرسانية والأماكن عالية الرطوبة (الشكل 31.3). ويمكن أن تُستخدم لقياس سمك الأجزاء الخرسانية أو الصخور والتربة المتطبقة وتحديد مواقع الخدمات العامة المدفونة، كالأنايب والكابلات وغيرها. وتتطلب الطريقة وجود سطح مستوٍ لسحب الهوائي الخاص بإرسال الموجات الراديوية. ويعتبر وجود الرطوبة أو محتوى مائي خلال الوسط الخرساني من العوامل التي تحد من نجاح المسح الراداري.

3.13.3 عمق الاختراق الراداري

يعتمد عمق الاختراق الراداري تحت سطح الأرض على التردد المستخدم، إذ يقل عمق الاختراق مع التردد العالي، كما يعتمد أيضاً على الطبيعة الجيولوجية لكل موقع ونسبة السوائل في الصخور والتربة، حيث تتعرض الموجة الراديوية للاضمحلال، سواء بالامتصاص أو التشتت) بناءً على: الموصلية الكهربائية للمواد، وخاصية ثابت العزل الكهربائي. وتصل الموجات الراديوية إلى عمق أكبر مع التردد المنخفض في حالة المواد الكتلية أو الصلبة وكذلك الجافة، كالجرانيت وحجر الرمل وأحجار الجير الجافة (الشكل 32.3). كما أن زيادة التوصيل الكهربائي تضعف الموجة الكهرومغناطيسية للـ (GPR)، مما يؤدي إلى انخفاض عمق الاختراق. توفر الترددات الأعلى دقة أعلى، ومع ذلك، فإن عمق الاختراق محدود. على العكس من ذلك، يوفر التردد المنخفض عمق اختراق أكبر، وإن كان بدقة أقل. ويوضح (جدول 1.3) التردد المناسب لكل هدف.

يعتمد اختيار تردد الهوائيات على أهداف التحقيق، بما في ذلك عرض مسار المسح. على سبيل المثال، تردد هوائي 400 MHz له عرض مسح قدره 0.3 م. بشكل عام، من المستحسن استخدام أعلى تردد ممكن. للحصول على أفضل النتائج، غالباً ما يكون من الضروري إجراء المسح بأكثر من تردد، ويفضل استخدام عدة هوائيات للموقع نفسه، كما في (الشكل 33.3).



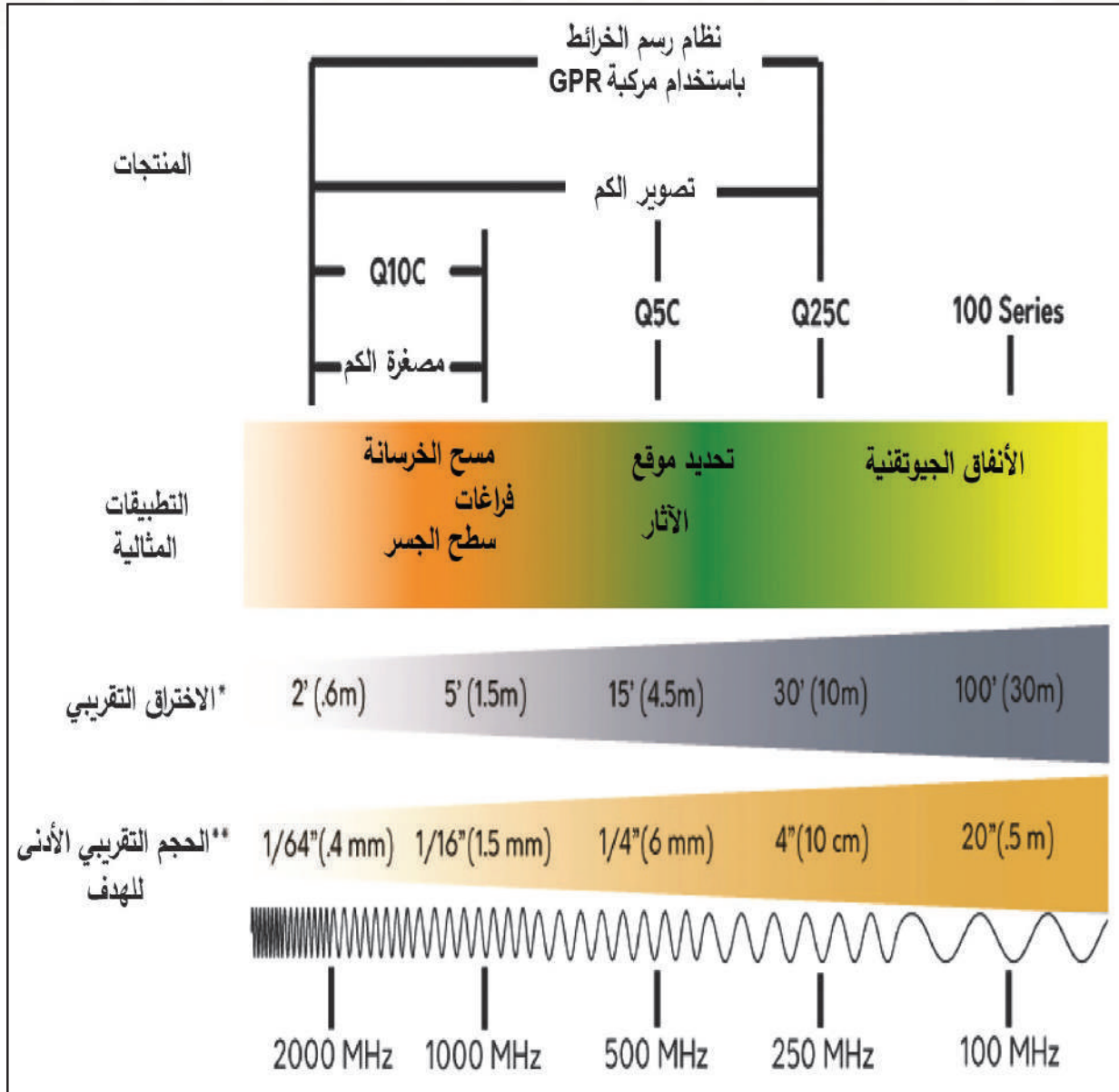


الشكل 32.3: يوضح العوامل التي تتحكم في فقدان طاقة الموجات الكهرومغناطيسية والراديوية المنعكسة والمنكسرة. ومن هذه العوامل الامتصاص والتوهين/التعتيم والانتشار الهندسي

الجدول 1.3: يوضح التردد المناسب لكل هدف

1000 ميگاهرتز	500 ميگاهرتز	250 ميگاهرتز	200 ميگاهرتز	100 ميگاهرتز	50 ميگاهرتز	25 ميگاهرتز	12.5 ميگاهرتز	
					✓	✓	✓	الجيولوجيا العميقة
			✓	✓	✓			جيولوجيا
		✓	✓	✓				المرافق الجيوتقنية
	✓	✓						علم الآثار
	✓	✓						الثلج والجليد
✓								التعدين والمحاجر
✓								الخرسانة والطرق والجسور





الشكل 33.3: العلاقة العكسية بين التردد وعمق الاختراق في نظام الـ (GPR)

حيث يقل عمق الاختراق الراداري مع التردد العالي، وكلما زادت قيمة التردد تحسنت الدقة في تحديد الهدف.

4.13.3 خواص الموجات الراديوية

سرعة الانتشار

تنتشر الموجات الراديوية عبر مواد مختلفة بسرعات مختلفة. تؤثر سرعة انتشار الأرض بشكل مباشر في أوقات وصول إشارات (GPR). تعتمد سرعة الموجات الراديوية على الخصائص الفيزيائية للوسط. بشكل عام، تُعطى سرعة الموجات الراديوية عبر مادة متجانسة من خلال:

$$V = (2\mu_\epsilon)^{0.5} \left[(1 + (\sigma / \omega_\epsilon)^2)^{0.5} + 1 \right]^{-1/2} \quad (71)$$

يمكن استخدام هذه المعادلة لتوضيح أن سرعة الموجة الراديوية هي الأكبر في الفضاء الحر (أي عندما تكون $\sigma = 0$ ، $\mu = \mu_0$ ، و $\epsilon = \epsilon_0$). لذلك، تتحرك الموجات الكهرومغناطيسية في المادة أبطأ من سرعة الضوء ($c = 3.00 \times 10^8$ م / ث).

تتميز إشارات (GPR) بأنها عالية التردد. وبالتالي في كثير من الحالات، من الآمن افتراض أن $\omega_\epsilon \ll \sigma$ ؛ خاصة إذا كانت الأرض ذات مقاومة. يُعرف هذا بتقريب نظام الموجة. باستخدام التقريب وبافتراض أن الأرض غير منفذة ($\mu = \mu_0$)، يمكن تبسيط سرعة الموجات الراديوية إلى:

$$V \approx 1 / (\mu_r)^{0.5} = c / (\epsilon_r)^{0.5} \quad (72)$$

حيث μ_r هي النفاذية النسبية و ϵ_r هي السماحية النسبية

عمق الأديم (Skin δ)

يحدد عمق الأديم Skin مسافة الانتشار التي يتم عندها تقليل سعة الموجة الكهرومغناطيسية بمعامل $1/e$ ؛ أي خفضت إلى 37% من سعتها الأصلية. يحدد عمق الأديم عمق الاختراق لأنظمة (GPR). يتم إعطاء عمق الأديم بواسطة



$$\delta = (2/\omega^2\mu_\epsilon)^{0.5} \left[(1 + (\sigma/\omega_\epsilon)^2)^{-0.5} - 1 \right]^{0.5} \quad (73)$$

إذا افترضنا أن الأرض غير منفذة ($\mu = \mu_0$)، فسيوجد تقريبان مناسبان لعمق الأديم:

$$\delta \approx 503(1/\sigma f)^{0.5} = \text{for } \omega_\epsilon \ll \sigma \quad (74)$$

$$\delta \approx 0.0053 (\epsilon_r)^{0.5} / \sigma = \text{for } \sigma \ll \omega_\epsilon \quad (75)$$

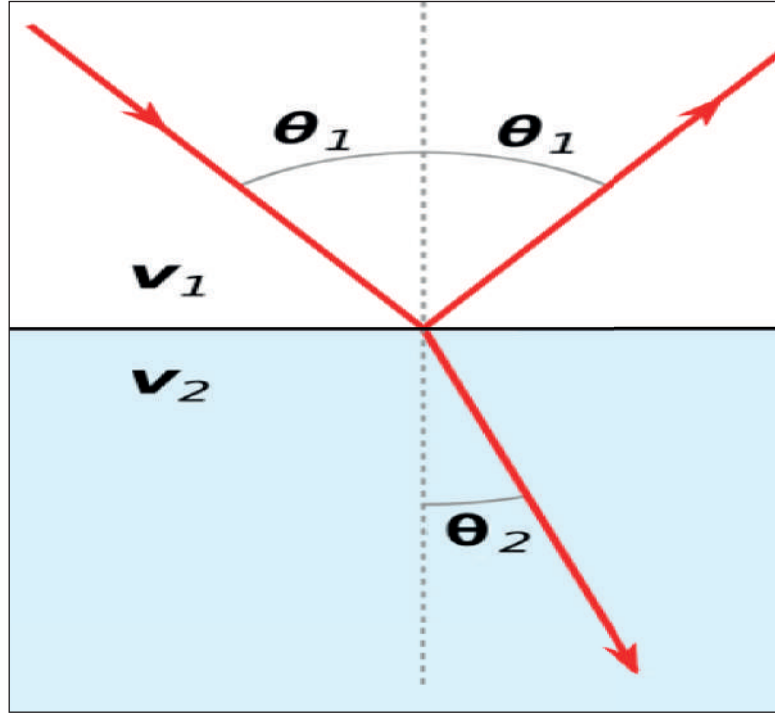
حيث (f) هو تردد تشغيل جهاز الإرسال بالهرتز.

انتقال وانعكاس وانكسار الموجات الراديوية

يمكن فهم إرسال إشارات الموجات الراديوية وانعكاسها وانكسارها بسهولة أكبر من خلال دراسة الموجات المستوية. يعتمد سلوك إشارات (GPR) في الحد الفاصل بين وسطين مختلفي الخواص بشدة على خصائص العزل الكهربائي عبر الحدود (الشكل 34.3). بالنسبة لإشارات (GPR) التي تصل إلى السقوط الطبيعي، يتم تبسيط معاملات الاختراق والانعكاس إلى:

معامل الانعكاس (R) = سعة الانعكاس / سعة السقوط

$$R = (\epsilon_1)^{0.5} - (\epsilon_2)^{0.5} / (\epsilon_1)^{0.5} + (\epsilon_2)^{0.5} \quad (76)$$



الشكل 34.3: يوضح ظاهرة الانعكاس والانكسار للموجات الراديوية

معامل الاختراق T = سرعة الاختراق / سرعة السقوط

$$T = 2 (\epsilon_2)^{0.5} / (\epsilon_1)^{0.5} + (\epsilon_2)^{0.5} \quad (77)$$

الانكسار

يمكن فهم انكسار إشارات (GPR) باستخدام قانون سنيل Snell's Law :

$$\sin\theta_1 / V_1 = \sin\theta_2 / V_2 \quad (78)$$

بالنسبة للموجات الراديوية في الوسائط المقاومة وغير المغناطيسية، تكون سرعة الانتشار مساوية لـ $V = c / (\epsilon_r)^{0.5}$ (كما هو موضح سابقاً). في هذه الحالة، يمكن التعبير عن قانون

سنيل على النحو التالي:

$$(\epsilon_1)^{0.5} \sin\theta_1 = (\epsilon_2)^{0.5} \sin\theta_2 \quad (79)$$

حيث ϵ_1 و ϵ_2 تمثل السماحية النسبية



5.13.3 مزايا رادار الاختراق الأرضي

- رادار الاختراق الأرضي (GPR) هي طريقة مسح فاعلة من حيث التكلفة، وأنها غير متلفة، وتوفر معلومات قيمة قبل أن بدء العمل في الحفر. ويتميز الرادار بأنه:
- آمن للاستخدام في الأماكن العامة، وفي مجموعات متنوعة من مواقع المشاريع.
 - يكتشف الأجسام المعدنية وغير المعدنية، وكذلك الفراغات الموجودة تحت الأرض.
 - يجعل من الممكن قياس أبعاد وعمق وسمك الأهداف.
 - توفير البيانات بسرعة، ويمكن أن تغطي مساحة كبيرة من الموقع.
 - يجب مسح جانب واحد فقط من السطح لتوفير البيانات.
 - يمكن تنظيم الترددات لتقديم مجموعة من الدقة وأعماق الاختراق.
 - يمكن رؤية البيانات التي تم جمعها أثناء المسح على الفور أو استخدامها في مشاريع لاحقة.
 - لا تحتاج للحفر.
 - يتم ترك المناظر الطبيعية والتراكيب والمروج وما إلى ذلك، دون اخلال أثناء عملية المسح.
 - أقل تكلفة من الطرق الأخرى.

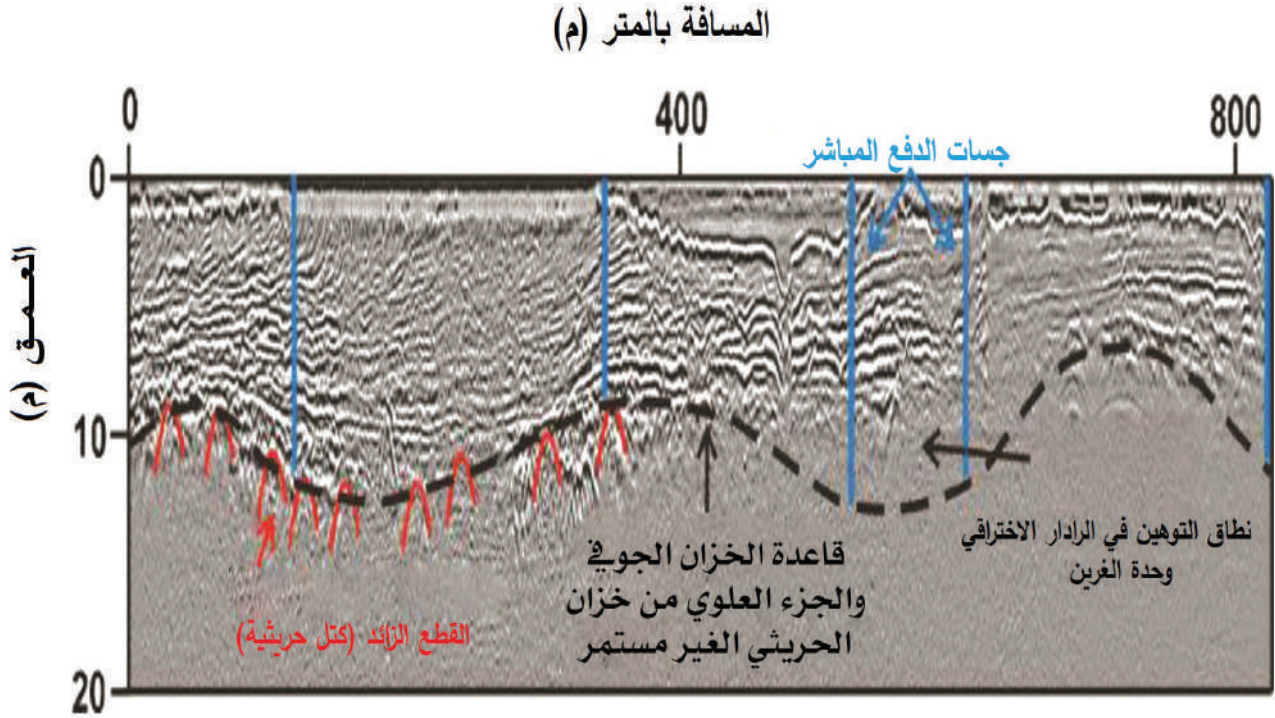
6.13.3 تطبيقات رادار الاختراق الأرضي

يستخدم نظام رادار الاختراق الأرضي (GPR) على نطاق واسع في العديد من التطبيقات الجيولوجية، منها؛ معرفة التراكيب تحت السطحية، واستكشاف الأجسام المدفونة بأنواعها، وتحديد الكهوف والفراغات، والمشاكل الهندسية والبيئية، وعلم جيولوجيا الطب الشرعي، كما هو موضح في (الشكل 35.3). والأشكال (3-36 A-D).

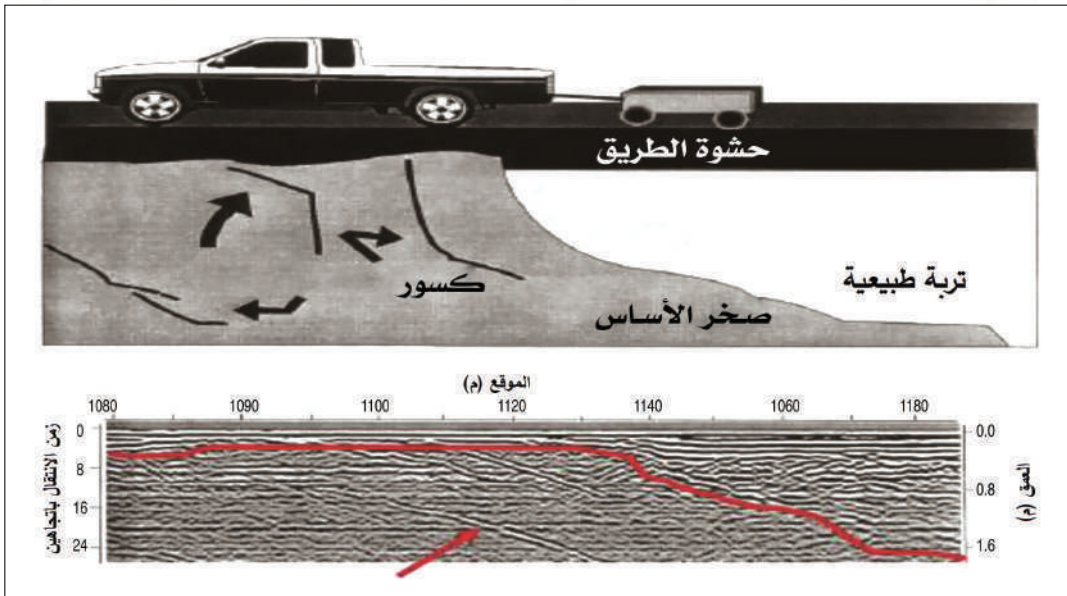
- الكشف عن التجاويف والتشققات الطبيعية.
- رسم خرائط الهبوط والخسف.
- رسم خرائط الرواسب السطحية.
- رسم خرائط طبقات التربة.
- موقع الأجسام والبقايا المدفونة أو التربة المضطربة المرتبطة بالدفن.
- رسم خرائط البنية الجيولوجية.
- رسم خرائط الصدوع والقواطع وطبقات الفحم.
- رسم خرائط لرواسب قاع الأنهار والبحيرات.
- التنقيب عن المعادن وتقييم الموارد.
- العثور على الذخائر غير المنفجرة.
- الحصول على عمق المياه الجوفية أو التربة الصقعية.
- رسم خرائط المناجم والمحاجر (حفر الأنفاق، استقرار كتلة الصخور، تحديد منطقة المعادن والخامات).



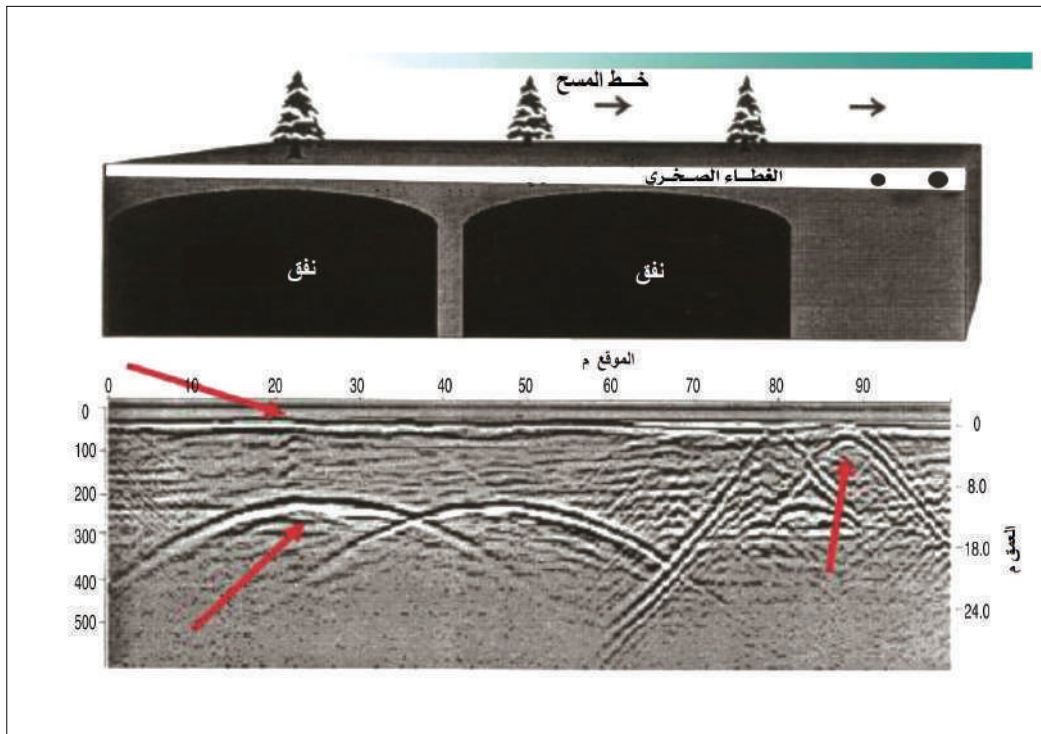
- تحليل رصف الطرق.
- رسم خرائط لتكوين الإسفلت والأرصفت الخرسانية (سمك الطبقة وسلامتها ومحتوى الماء والفراغات) من أجل قرارات الصيانة وإعادة التأهيل الفاعلة.
- الكشف عن تراكيب مدفونة، ورسم خرائطها، مثل؛ أنابيب المياه والغاز البلاستيكية، ومجاري الألياف البصرية، والمجاري الخرسانية، والصرف الطيني، وأنابيب الأسمنت الأسبستي، بالإضافة إلى الخدمات القياسية التي يمكن تتبعها والمصنوعة من الفولاذ والحديد الزهر، وكابلات نقل الطاقة.
- كشف الكهوف والفراغات تحت السطحية.
- كشف تسريب الأنابيب تحت السطحية، وتقييم تأثير التسرب (وجود انجراف أو فراغات).
- موقع التسليح (حديد التسليح) بالخرسانة.
- موقع المرافق العامة (الأنابيب والكابلات و... إلخ).
- اختبار سلامة مواد البناء.
- اختبار الخرسانة.



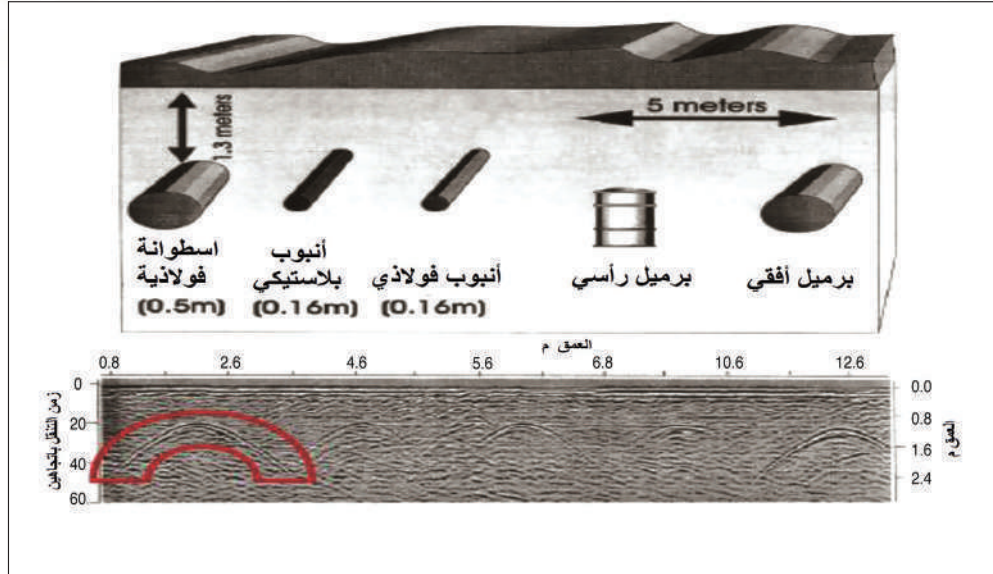
الشكل 35.3: مقطع يفسر بيانات الـ (GPR). يُظهر تركيب الرواسب (التناقضات السوداء والبيضاء) داخل طبقة المياه الجوفية، وإشارات على سطح الطبقة حتى أسفل قاعدة الخزان الجوفي. تشير الرموز الموضحة باللون الأحمر إلى وجود كتل حريثية **Till blocks**. تم التأكد من طبيعة الرواسب في الخزان الجوفي وسمكها من خلال جسات الدفع المباشر الموضحة بالخطوط الزرقاء، وأخذ عينات التربة.



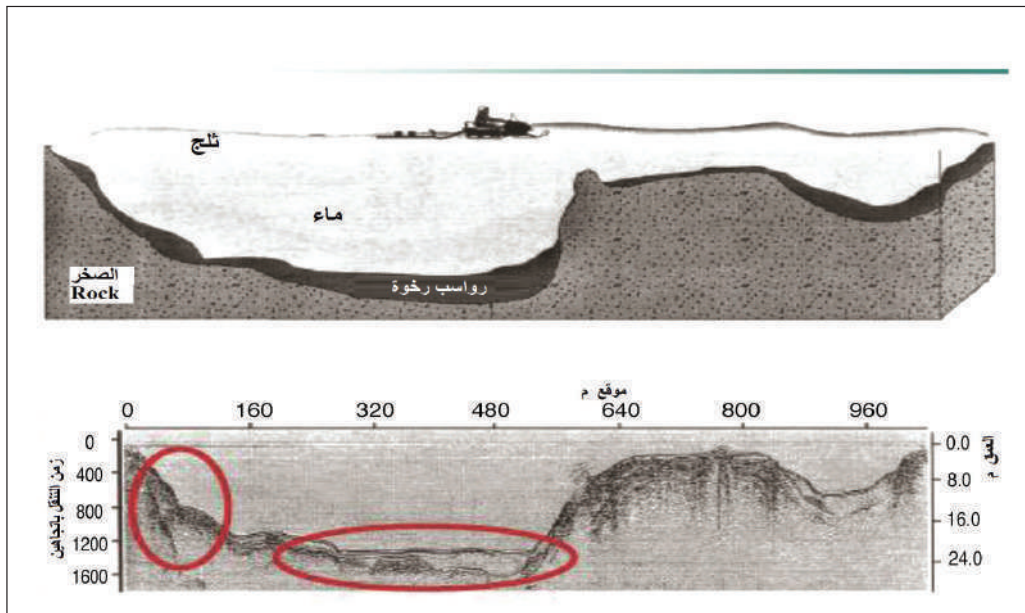
الشكل 36.3: (A) مقطع يوضح تحديد الفواصل ونوعية التربة باستخدام (GPR)



الشكل 36.3: (B) مقطع يوضح الكشف عن القنوات باستخدام (GPR)



الشكل 36.3: (C) مقطع يوضح الكشف عن الأنابيب والبراميل باستخدام (GPR)



الشكل 36.3: (D) مقطع يوضح تحديد نوعية الرواسب باستخدام GPR





Solved Problems مسائل محلولة



1 ما مميزات وعيوب المسح الكهرومغناطيسي مقارنة بمسح المقاومة الأرضية؟

1

تعمل الطرق الكهرومغناطيسية عندما تكون الطبقة السطحية شديدة المقاومة. على العكس من ذلك، يكون اختراقها أقل إذا كانت الطبقة السطحية موصلة للغاية، تعطي المقاومة مواقع الأجسام بدقة أكثر؛ عادةً ما يكون المسح الكهرومغناطيسي أسهل في الاستخدام، حيث لا يلزم نقل الأقطاب الكهربائية.



2 صف من الناحية الجيوفيزيائية نوع الهدف الذي يمكن إيجاده باستخدام (GPR). أعط مثالين من الناحية الجيولوجية.

2

1. مقاوميات تصل إلى عشرات أو مئات الكيلومترات؛ تُستخدم اختلافات طبيعية منخفضة التردد في المجال المغناطيسي.
2. إيجاد الحدود الأفقية بين طبقات ذات سرعات متناقضة/سماحية نسبية لا يزيد عمقها على بضعة أمتار، اعتماداً على موصلية الطبقة (الطبقات) التي يفضل أن تكون منخفضة. ومنسوب المياه، والحد الفاصل بين الرمل/الطين.





3 كيف تختلف (MT) في التطبيق والأسلوب عن الطرق الأخرى؟

تصل المقاوميات إلى عشرات أو مئات الكيلومترات، تستخدم اختلافات طبيعية منخفضة التردد في المجال المغناطيسي.



4 صف كيف ستحاول حل المشكلات التالية باستخدام الطرق الكهرومغناطيسية (قد يكون هناك أكثر من طريقة مناسبة):

(أ) لتحديد منطقة صدع شبه رأسي في الجرانيت تحت متر واحد إلى مترين من صخور طينية. VLF أو EM16

(ب) لقياس سمك الرمل الجاف (حتى 4 م) فوق صخر زيتي Oil shale باستخدام نظام سلينجرام Slingram

(ج) لتحديد أي الصدوع مملوءة بالطين ومغمورة بشدة، في امتداد محجر لحجر الجير، تحت طبقة ضحلة من التربة.

- طريقة المقطع Profiling باستخدام نظام سلينجرام Slingram بمسافة 10 أمتار.

- طريقة التردد المنخفض جداً (VLF) بمرسل مرتبط بمضرب الصدع.

(د) لقياس عمق منسوب المياه الجوفية (المتوقع أن يكون 30 إلى 80 متراً) في حجر الرمل. جسات TEM sounding

(هـ) رسم خريطة تلامس شديد الانحدار بين حجر الرمل والصخر الزيتي، تحت حوالي متر واحد من التربة الرملية.

- طريقة المقطع Profiling باستخدام نظام Slingram بمسافة 4 م.

(و) التحقق من وجود مياه ملحة داخل طبقة مياه جوفية بين 15 و 50 متراً في صخور من الطباشير.

- توسيع نظام سلينجرام Slingram حتى 40 متراً أو أكثر

- كذلك طريقة ال TEM

	<p>5 أي من الأنظمة التالية مناسب للمسح الجوي؟</p>	<p>5</p>
	<ul style="list-style-type: none"> • Slingram • Turam • MT • GPR • TEM • VLF <p>- Slingram و TEM مناسبة</p>	
	<p>6 اشرح سبب تناقص سعة إشارة (EM) عموماً مع المسافة من المصدر.</p>	<p>6</p>
	<p>- الانتشار الهندسي والتوهين Attenuation في الصخور الموصلة.</p>	
	<p>7 من المقرر استخدام جهاز إرسال (VLF) إلى الشرق من عروق الجالينا التي تمتد باتجاه شرق-غرب. أيهما أفضل أخذ قراءات على طول خطوط العبور من الشمال إلى الجنوب أم من الجنوب إلى الشمال؟</p>	<p>7</p>
	<p>- كلاهما جيد بالقدر نفسه، لكن يجب الاستمرار في اتجاه واحد، لأن الإشارة ستعكس.</p>	
	<p>8 ما هي مزايا (TEM) مقارنة بطريقة سلينجرام Slingram؟</p>	<p>8</p>
	<p>- نظراً لأنه يتم أخذ القراءات بعد إيقاف تشغيل جهاز الإرسال، فلا حاجة لإلغاء إشارة المرسل بدقة في جهاز الاستقبال، وقد تكون الحساسية أعلى؛ هذه مزايا قيّمة بشكل خاص للمسوحات الجوية.</p>	





9 ما العوامل التي تحد من الدقة الرأسية لمسح (GPR)؟

9

تحتاج هذه الطريقة إلى تردد عالٍ للحصول على الدقة العالية، ولكن الترددات الأعلى يتم إضعافها وتوهينها بسرعة أكبر عن طريق الحمل الزائد الموصل، لذلك قد يلزم تقليل التردد للحصول على الاختراق المطلوب.



10 هل يمكن توقع عمق الاستكشاف باستخدام تقنية الـ (GPR)؟

10

نعم، بشرط أن تكون المادة المطلوب فحصها معروفة كهربائياً، تتوفر العديد من برامج الحاسوب. إن أبسط طريقة للحصول على تقديرات عمق الاستكشاف، هي استخدام تحليل معادلة نطاق الرادار (RRE). يتوفر برنامج لإجراء هذه الحسابات، وهناك العديد من الأوراق العلمية حول هذا الموضوع.

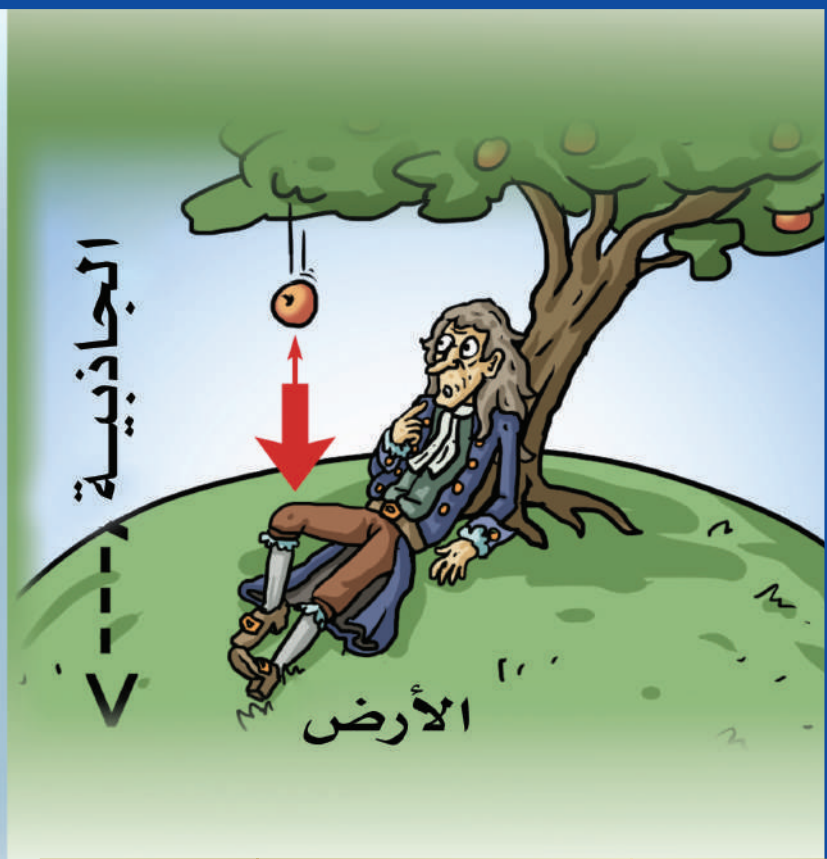
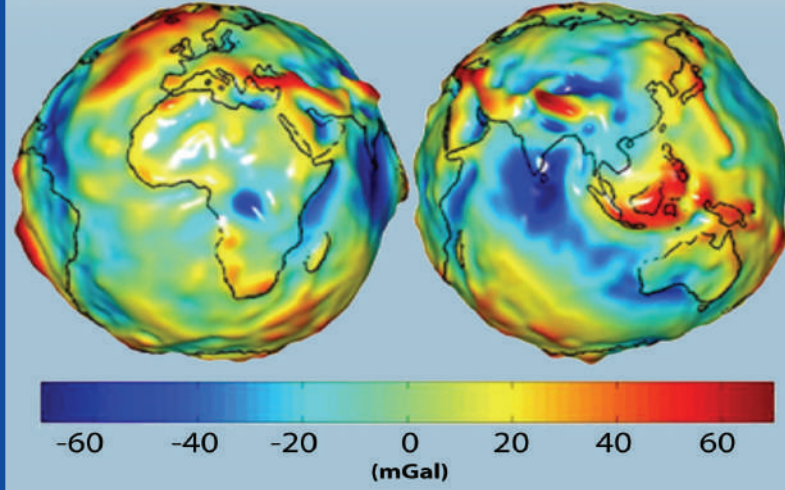


11 هل يمكن تقليل التردد لتحسين الاختراق في نظام الـ (GPR)؟

11

يؤدي خفض التردد إلى تحسين عمق الاستكشاف، لأن التوهين يزداد أساساً مع التردد. مع انخفاض التردد، يلعب جانبان أساسيان آخراً دوراً لقياس (GPR). أولاً: يؤدي تقليل التردد إلى فقدان الدقة. ثانياً: إذا كان التردد منخفضاً جداً، فلن تنتقل الحقول الكهرومغناطيسية كموجات، ولكن بالانتشار، وهو عالم القياسات الحثية أو التيار الدوامي.

شاذة الجاذبية



الفصل الرابع

الجاذبية وشكل الأرض Gravity & Shape of the Earth

مقدمة

تعتبر الجاذبية (التثاقلية) من العوامل الأساسية لنشأة الحياة على سطح الأرض، ولها تأثير كبير على حياتنا اليومية. الجاذبية عبارة عن قوة طبيعية تقوم بسحب أو جذب الأجسام تجاه بعضها البعض، وهذه الأجسام قد تتراوح ما بين الجسيمات الأولية كالإلكترونات والفوتونات، إلى الكواكب والنجوم العملاقة. تدور الأرض بما عليها في دورتها اليومية حول محورها، وفي دورتها السنوية حول الشمس، ولهذا السبب تبدو لنا الجبال وكأنها ثابتة، في حين هي في حقيقة الأمر تدور مع الأرض. فجميع الأجسام التي تخضع لجاذبية الأرض ومنها الجبال



والبحار والغلاف الجوي وغيرها، تشترك مع الأرض في دورتها اليومية حول محورها، ودورتها السنوية حول الشمس.

لا شك أن للجاذبية فضلاً كبيراً في تشكل كوكب الأرض، ولولا تماثلتها المناسبة لما وجد الغلاف الجوي بالشكل الذي هو عليه الآن، ولما كانت الحياة لتبدأ على الكوكب الأزرق. من خلال الجاذبية، استطاع العلماء والمهندسون من صناعة الأقمار الصناعية وتسريع المسابير الفضائية. وقد استغل الإنسان تأثير الجاذبية الأرضية عند مساقط المياه العالية، وقام بتحويل الطاقة الحركية المتولدة إلى طاقة ميكانيكية، ومن ثم إلى طاقة كهربائية.

تُستخدم حالياً أجهزة قياس الجاذبية في السفن والطائرات، وعلى اليابسة وفي قاع البحر، وحتى في الآبار الاستكشافية، لإنتاج خرائط القيم النسبية للجاذبية، التدرج الرأسي للجاذبية، حيث يمكن استخدام هذه الخرائط في تفسير التشوهات الكبيرة الموجودة تحت سطح الأرض في تطبيقات معينة، كالتنقيب عن النفط. وعندما يتم قياس تغيرات الجاذبية خلال فترة ما من الزمن، يمكن أن تمتد هذه التطبيقات لتشمل الكشف عن التجاويف والتكهفات تحت الهياكل، مثل خطوط السكك الحديدية، وكذا رصد المواد المنصهرة وحركة السوائل تحت البراكين النشطة. ويمكن للأجهزة الصغيرة المحمولة جواً من مسح مناطق واسعة، بحثاً عن شاذات الجاذبية المرتبطة بالتكوينات الجيولوجية، أو عن ملامح تكوينات دفيئة من صنع الإنسان تحت سطح الأرض.

1.4 شكل الأرض

الأرض عبارة عن كرة ضخمة، يتكون سطحها من صخور وتربة وماء، ويحيط بها الهواء، وهي أحد الكواكب السيارة الثمانية التي تسير حول الشمس عبر الفضاء وعلى طول مسارات تسمى المدارات أو الأفلاك. وتقع في المدار أو الفلك الثالث من المجموعة الشمسية. أما الشمس فهي واحدة من ملايين النجوم التي تشكل مجرة درب التبانة. وللأرض ثلاث حركات دورانية: حركة سريعة حول محورها وحركة حول الشمس وحركة عبر درب التبانة وبقية النظام الشمسي كل 250 مليون سنة. تدور الأرض حول محور وهمي يصل القطبين الشمالي والجنوبي. هذه الحركة الدورانية السريعة تجعل الشمس وكأنها تتحرك ظاهرياً من الشرق إلى الغرب، مسببة حدوث النهار والليل. وتستغرق الأرض زمناً قدره 23 ساعة و 56 دقيقة و 4.09 ثانية لإتمام دورة واحدة حول نفسها، وهذه الفترة الزمنية يطلق عليها اليوم النجمي.

تسير الأرض مسافة قدرها 958 مليون كم حول الشمس في زمن قدره 365 يوماً و 6 ساعات و 9 دقائق و 9.54 ثانية. وهذه الفترة الزمنية يطلق عليها السنة النجمية. خلال هذه الفترة تسير الأرض بسرعة معدلها 107,200 كم/س، ويسمى مسار الأرض حول الشمس بالمدار أو الفلك الأرضي. ويقع هذا المدار على مستوى وهمي أو ما يعرف بالمستوى المداري الأرضي.

تأخذ الأرض شكلاً إهليجياً (بيضوياً)، يبلغ نصف قطرها الأفقي عند خط الاستواء 6378.1 كم، ونصف قطرها العمودي عند الأقطاب 6356.7 كم، أي أن هناك زيادة قدرها 21.4 كم عند خط الاستواء، وهذه تمثل الشكل الإهليجي أو ثابت التفلطح، والذي يقدر بـ 0.0033 ويساوي (نصف القطر الاستوائي مطروحاً منه نصف القطر القطبي) مقسوماً على نصف القطر الاستوائي. قال تعالى: ﴿أَوَلَمْ يَرَوْا أَنَّا نَأْتِي الْأَرْضَ نَنْقُصُهَا مِنْ أَطْرَافِهَا﴾ [الرعد، 41]. وهذا يعني أن سطح الأرض غير مستو، ففيه قمم عالية، وسفوح منخفضة، وسهول واسعة، وهي الأطراف طبقاً للتباين في مناسيب الارتفاعات، ومن ناحية أخرى، فإن الأرض - كما ذكرنا - شبه كرة (مفلطحة)، لها قطبان ولها خط استواء، فتعتبر هذه أطرافاً لها، والسطح كله يعتبر أطرافاً للأرض.



ولقد بين العلم الحديث أن الأرض تتكمش على ذاتها باستمرار من كل أطرافها أو من كل أقطابها. وسبب الانكماش الحقيقي هو خروج كميات هائلة من المادة والطاقة على هيئة غازات وأبخرة ومواد سائلة وصلبة، تنطلق عبر فوهات البراكين بملايين الأطنان وبصورة دورية، ويؤكد العلماء أن الأرض الابتدائية كانت على الأقل مائتي ضعف حجم الأرض الحالية.

2.4 الجاذبية (التثاقلية) الأرضية والقوى المؤثرة عليها

درس الفلكيون القدامى حركة القمر والكواكب، ولكن هذه الحركة لم تُفسَّر بشكل صحيح إلا في أواخر القرن السابع عشر عندما أوضح العالم الإنجليزي إسحاق نيوتن (1642-1727م) أن هناك ارتباطاً بين القوى الجاذبة للأجسام نحو الأرض وأسلوب حركة الكواكب. بنى نيوتن دراسته على الدراسة الدقيقة لحركة الكواكب التي قام بها اثنان من الفلكيين في أواخر القرن السادس عشر الميلادي، وهما: تيخو براهي الدنماركي، ويوهان كيبلر الألماني. ومن القوانين الثلاثة التي اكتشفها كيبلر، أوضح نيوتن كيف أن قوة جذب الشمس لا بد أن تقل بزيادة المسافة، وافترض أن الأرض لا بد أن تسلك السلوك ذاته، فتمكن من حساب القوة التي تجذب القمر إلى الأرض عند سطحها. أما عالم الطبيعة الإيطالي جاليليو جاليلي (1564-1642م) فقد قدم مساهمات جيدة في مراقبة الأجسام الساقطة في اتجاه الأرض، واستنتج أن معدل السرعة المتزايد (عجلة الجاذبية الأرضية) ثابتة بالنسبة لكل الأجسام، وأن سرعة الجسم الساقط تساوي في الثانية الأولى نصف قيمة عجلة الجاذبية (التثاقلية) في مكان سقوطه على سطح الأرض.

وتنص نظرية نيوتن للجاذبية على أن قوة الجذب بين جسمين تتناسب طردياً مع كتلة كل منهما، ومعنى ذلك أنه كلما زادت كتلة أي من الجسمين زادت قوة الجذب بينهما. وتشير النظرية إلى الكتلة وليس إلى الوزن. فوزن جسم ما على الأرض هو في الواقع قوة جذب الأرض التي تؤثر على هذا الجسم. ويكون للجسم نفسه أوزان مختلفة على سطوح الكواكب المختلفة، ولكن كتلته تظل ثابتة لا تتغير. وتتناسب قوة الجاذبية تناسباً عكسياً مع مربع المسافة بين مركزي ثقل الجسمين، فمثلاً إذا تضاعفت المسافة بين جسمين، فإن قوة التثاقل (التجاذب) بينهما تصبح ربع قيمتها الأصلية.

$$F = G \frac{mM}{R^2}$$

حيث (M) هي كتلة الأرض، (m) هي كتلة الجسم، (R) هي نصف قطر الأرض، (G) هو ثابت التجاذب، ويساوي $6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2 \text{ kg}^{-2}$. وبما أن كتلة الجسم الآخر (m) بالنسبة لكتلة الأرض (M) صغيرة جداً، وبالتالي فإن المعادلة السابقة يمكن كتابتها على النحو التالي:

$$g = G \frac{M}{R^2}$$

حيث (g) تمثل تسارع جذب الأرض للجسم، وتم تقديرها حسب المعادلة التالية:

$$g = 9.82 \text{ m / s}^2$$

إذا افترضنا أن متوسط نصف قطر الأرض $R = 6370 \text{ km}$ ، وأن الأرض كرة ساكنة (تامة الكروية)، وأن توزيع كثافة صخورها منتظم، فإن القوة المؤثرة في جسم ما على مسافة ما من مركز الأرض تكون واحدة في كل مكان، بمعنى أن قيمة عجلة الجاذبية تكون واحدة. ونظراً لأن الأرض ليست تامة الكروية، كما أن لها حركة دوران، فإن هذا يعني تغير قيمة عجلة الجاذبية على سطح الأرض.

أول قياس لتسارع الجاذبية (عجلة الجاذبية الأرضية) كان لجاليليو في تجربته الشهيرة، عندما ألقى فيها أشياء من قمة برج بيزا Pisa المائل. وتسمى وحدة تسارع الجاذبية الأرضية (جال) بوحدات (سم، جم، ثانية) أو الـ c.g.s، وتعادل (1 cm/s^2) تشريفاً للعالم جاليليو. مقاييس الجاذبية الحديثة يمكن لها أن تقيس التغيرات الطفيفة جداً في تسارع الجاذبية (التثاقلية) إلى جزء واحد من 10^9 (تكافئ المسافة بين الأرض والقمر بدقة 1 متر).

تصل حساسية الأجهزة الحديثة إلى 10 أجزاء في المليون، ومثل هذه القياسات الصغيرة، أدت إلى استنتاج وحدات أصغر مثل المليجال ($1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ Gal}$) والميكروجال ($\mu \text{Gal} = 10^{-6} \text{ Gals}$). وحسب النظام الدولي للوحدات الـ SI، يقاس تسارع الجاذبية بـ

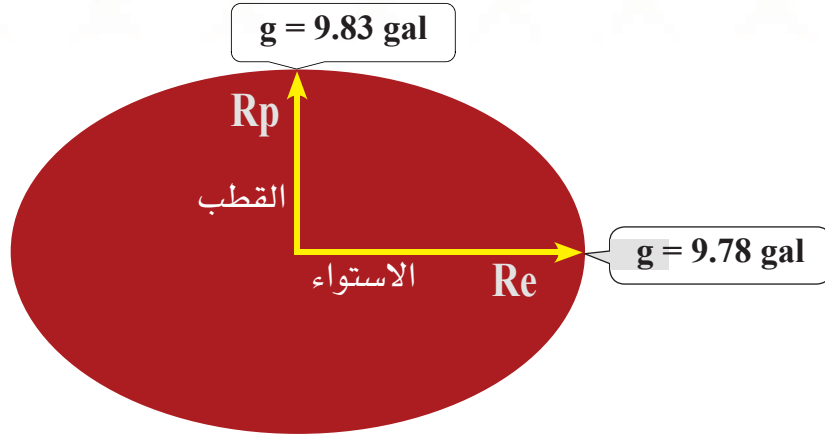


$\mu\text{m/s}^2$ ، ويطلق عليها وحدة الجاذبية (الجاذبية) (g.u.) gravity unit، أي أن 1g.u. تساوي 0.1mGal. وحدة الجاذبية ما زالت غير مقبولة عالمياً، وما زالت الـ «mGal» والـ « μGal » واسعة الاستخدام. ولأن قيم الجاذبية المطلوبة في التطبيقات الجيولوجية والمساحية تتفاوت دقتها من 0.05 + إلى 0.03 + مليجال، ونظراً لصغر هذه القيمة فإن أجهزة الجرافيمتر gravimeter يجب أن تكون دقيقة جداً في تصميمها وطرق عملها.

يرى بعض المختصين استخدام مصطلح «الجاذبية أو الثقالية» بدلاً من الجاذبية، اشتقاقاً من التعبير اللاتيني Gravis التي تعني ثقيلًا، في حين أن كلمة جذب هي Attraction. ولقد ورد ذكر كلمة «ثقل» في [2، الزلزلة] ﴿وَأَخْرَجَتِ الْأَرْضُ أَنْفَالَهَا﴾ وكذلك في [6، القارعة] ﴿فَأَمَّا مَنْ ثَقُلَتْ مَوَازِينُهُ﴾ وكذلك في الآية [37، التوبة] ﴿أَنفَالَتُمْ إِلَى الْأَرْضِ﴾. وفي قوله تعالى: ﴿وَأَنْزَلْنَا الْحَدِيدَ فِيهِ بَأْسٌ شَدِيدٌ وَمَنْفَعٌ لِلنَّاسِ﴾ [25، الحديد]، فالحديد عنصر وافد من الكون، لم يخلق في الأرض. لأن تكوين ذرة واحدة من الحديد قد تحتاج إلى طاقة تعادل أكثر من أربعة أضعاف طاقة الشمس.

لقد دلت الدراسات الجيوفيزيائية الحديثة أن كثافة الصخور تزداد تدريجياً مع ازدياد العمق، حيث وجد أن مكونات الأرض في اللب (حديد ونيكل) أثقل منها في الوشاح، وفي الوشاح أثقل منها في القشرة. إذ تبلغ كثافة الصخور حوالي 12 جم/سم³ في اللب، في حين تبلغ في الوشاح 3.5 جم/سم³، وفي صخور القشرة تصل إلى 2.7 جم/سم³.

تم حساب قيم الجاذبية عند الأقطاب بـ 983.218 جال، في حين قيست عند خط الاستواء بـ 978.032 جال، واستنتج أن هناك فرقاً قدره 5.2 جال. وهذا الفرق لا يتفق مع القيم التي تم التوصل إليها نظرياً عند افتراض أن الأرض كروية الشكل، وفي حالة سكون وتوزيع متماثل لكثافتها، حيث يبلغ الفرق 3.4 جال. وهذا الاختلاف ما بين القيمة المحسوبة بواسطة الأجهزة (5.2 جال) والقيمة النظرية (3.4 جال) إنما يدل على أن الأرض تأخذ شكلاً إهليجياً أو بيضوياً. قال تعالى: ﴿وَالْأَرْضُ بَعْدَ ذَلِكَ دَحَاهَا﴾ [30، النازعات].



3.4 الجيويد Geoid

الجيويد هو سطح تساوي الجهد Equi-potential surface الذي يتطابق مع مستوى سطح البحر، إذا لم يتغير بالرياح أو المد والجزر، وارتفاعه يساوي صفراً. وتكمن أهميته في المسح الجاذبي لأنه؛ أفقي ويشكل زاوية قائمة على اتجاه التسارع الناتج عن الجاذبية في أي مكان من هذا السطح، أي أن العلاقة بين اتجاهات السطح والقوى الثلاث (التجاذب، والطررد المركزي، والجاذبية) هي ما يعرف بالجيويد. وهو يستخدم مرجعاً لعمليات التسوية والتحديد الفلكي للانحراف الرأسي بين مستوى تساوي الجهد (الجيويد) والسطح المكور (الأسفيرويد Spheroid) باستخدام تكامل ستوك Stokes integral في أي محطة (الشكل 1.4).

يُنظر إلى الجهد التثاقلي (V) على أنه عبارة عن ممال/درجة تحدر gradient عجلة الجاذبية الأرضية. ويعرف على أنه الشغل المبذول بواسطة قوة الجذب لكتلة (m2) لتحريك وحدة الكتل من مسافة (r) إلى مسافة ما لا نهاية ضد قوة التثاقل (التجاذب) بسبب الكتلة (m1).

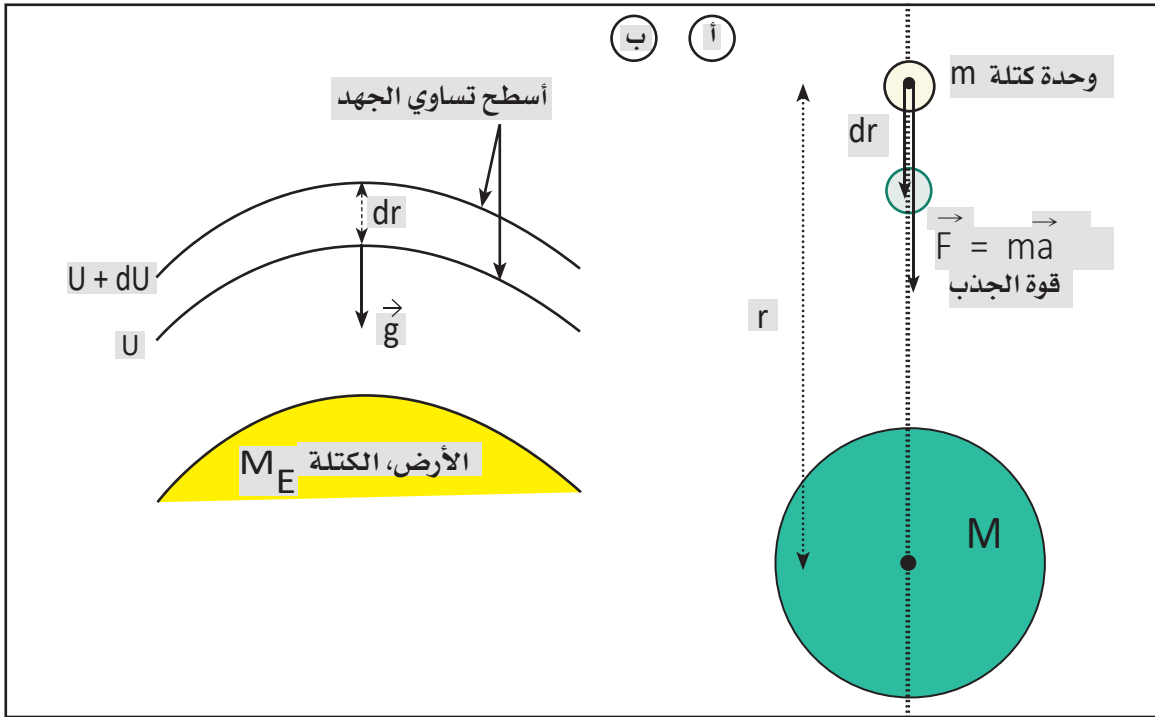
$$V = \int_r^{\infty} \frac{GM}{r^2} dr = \left| -\frac{GM}{r} \right|_r^{\infty} = \frac{GM}{r}$$

وعجلة التسارع الجاذبية (a)، هي عبارة عن معدل تغير جهد الجاذبية (V) بالنسبة للمسافة (r).

$$a = - \frac{\partial V}{\partial r}$$



على فرض أن الأرض ثابتة لا تدور، وذات شكل كروي، وكثافة منتظمة، فإن الخط الواصل بين قيم الجهد المتساوية يمثل سطحاً يُطلق عليه سطح تساوي الجهد $equi-potential surface$ ، ويمكن تخيله كما لو كان خطأً كنتورياً يصل نقاطاً متساوية المنسوب على سطح الأرض، ويكون اتجاه عجلة الجاذبية معامداً لهذا السطح في أي مكان على سطح الأرض، كما هو مبين بالشكل التالي (شكل 1.4). ولكن هذا غير حقيقي، لأن قيمة واتجاه الجاذبية الأرضية تختلف من مكان لآخر على سطح الأرض حسب التغيرات في خط العرض والتضاريس وكثافة الطبقات والصخور. وعليه، فإن شكل سطح تساوي الجهد (الجيويدي) لن يكون منتظماً، بل سيكون شديد التعرج والتموج، وبالتالي يصعب وصفه بمعادلات رياضية كالسطح البيضوي Ellipsoid. ولذا يلزم قياسه بدقة باستخدام قياسات الجاذبية الأرضية الدقيقة.

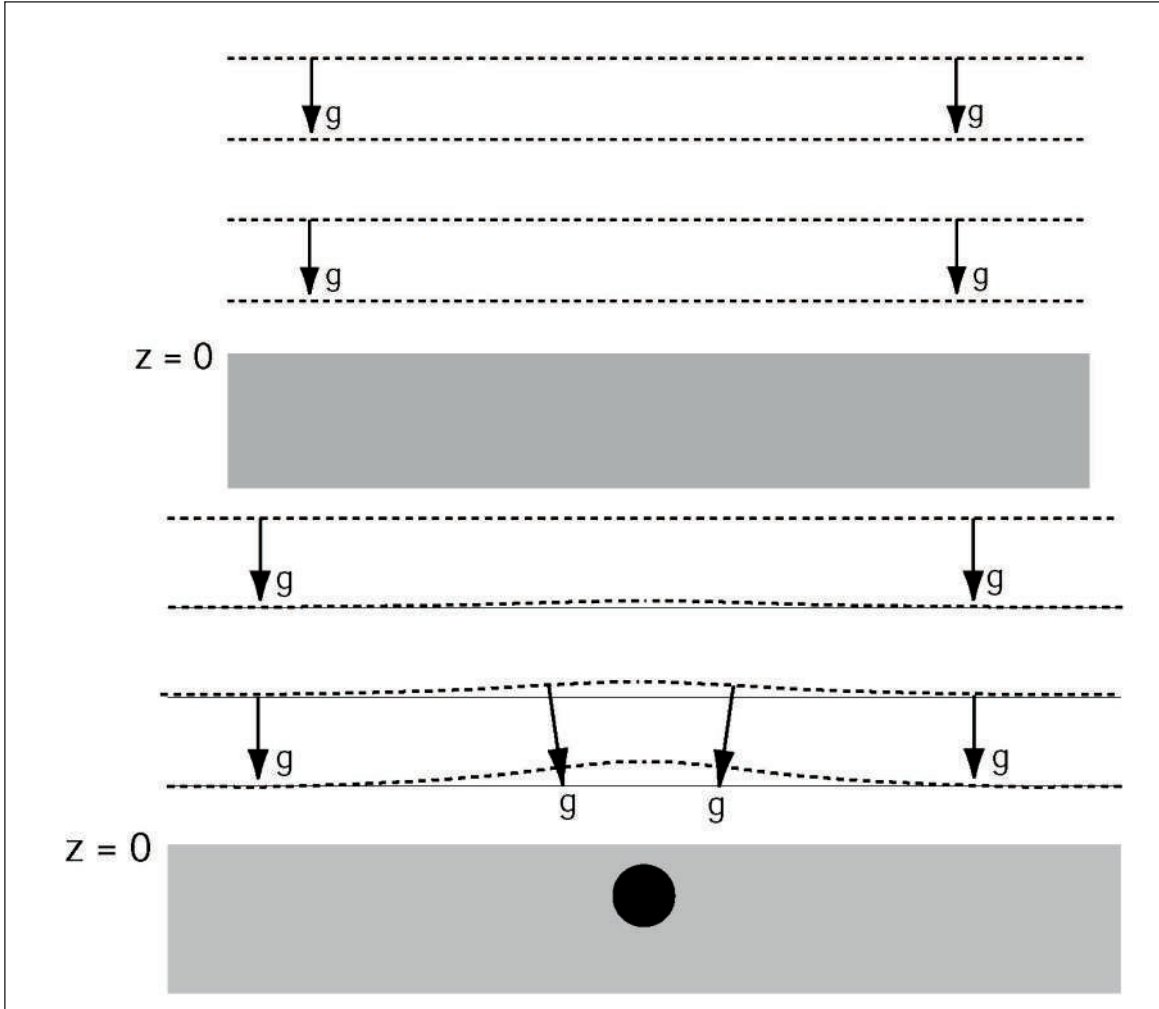


الشكل 1.4: يبين أسطح تساوي الجهد وتعامدها مع اتجاه عجلة الجاذبية في أي مكان على سطح الأرض

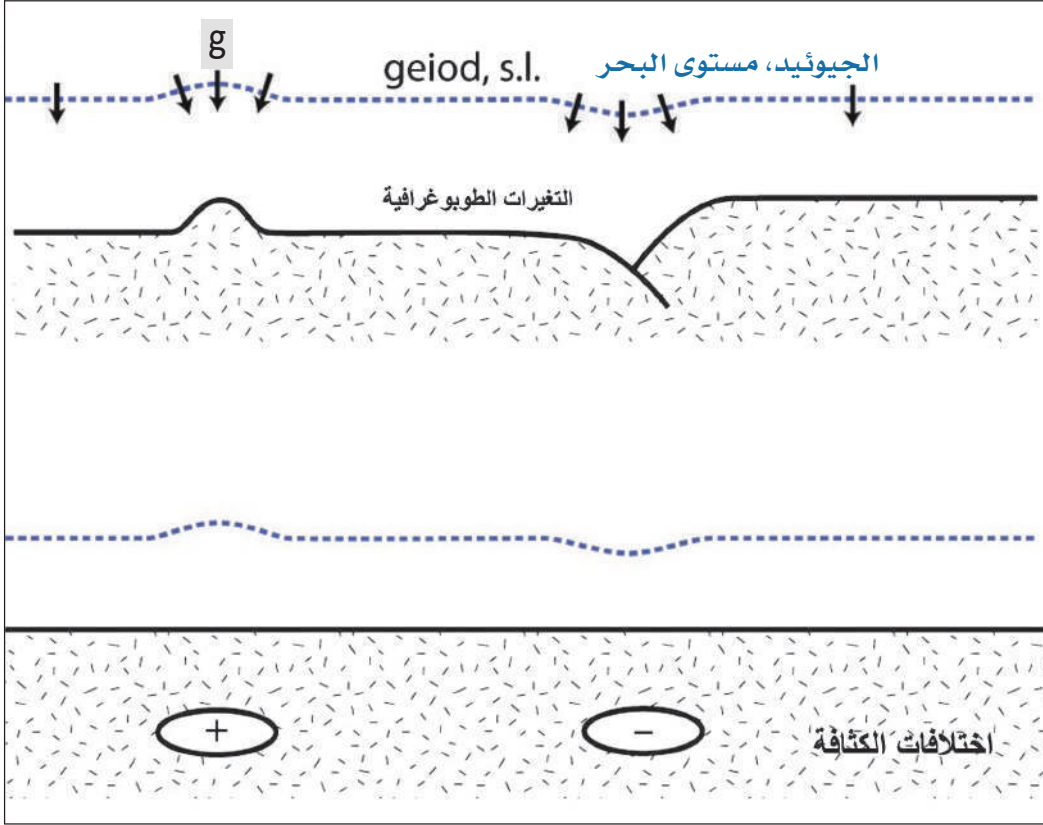
ولمعرفة العلاقة بين سطح تساوي الجهد (الجيويثيد) والجاذبية الأرضية يجب التفريق بين:

- نموذج السطح المكور Spheroid: لو افترضنا أن سطح الأرض أملس، وتركيبها متجانس، أي تخلو من أي تغير أفقي في الكثافة، وأن شكل الأرض ليس كروياً، وإنما شكلها مفلطح أو بيضوي Ellipsoidal، فإن سطح الأرض في هذه الحالة سيكون شبه كروي، ويسمى السطح المكور أو مكور الأرض Spheroid.
- الجيويثيد Geoid: كما سبق تعريفه.
- الشاذة الجاذبية Gravity Anomaly: هي الفرق بين قيمة الجاذبية المقاسة في أي مكان (g) وقيمة الجاذبية المتوقعة عند هذا المكان (γ)، لنموذج السطح المكور أو مكور الأرض Spheroid $\Delta g = g - \gamma$.
- شاذة تساوي الجهد (الجيويثيد) Geoid Anomaly: هي الفرق بين الجهد التثاقلي عند سطح البحر أو تساوي الجهد (الجيويثيد) وقيمة الجهد التثاقلي المتوقعة عند هذا المكان طبقاً لنموذج السطح المكور أو مكور الأرض Spheroid (شكل 2.4).
- تموجات الجيويثيد Geoid Undulations: هي تموجات أو تعرجات في سطح تساوي الجهد (الجيويثيد) Geoid تنتج من الاختلافات الأفقية في كثافة مادة الأرض .

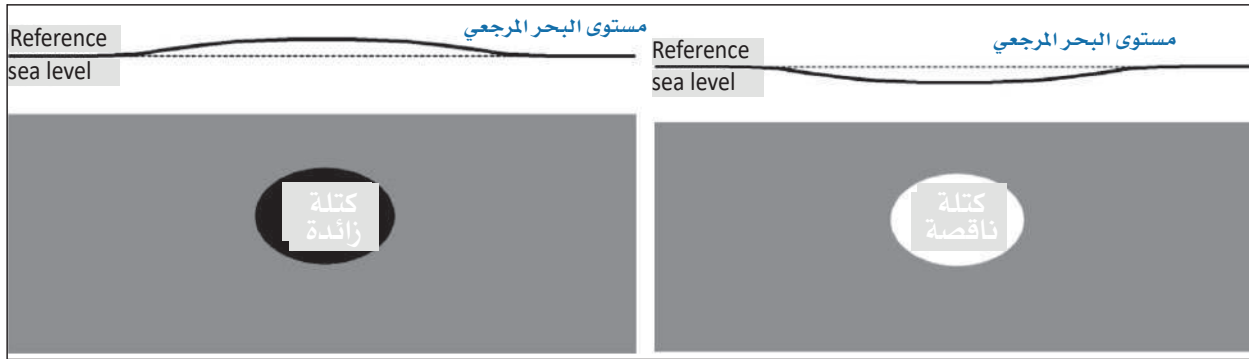




الشكل 2.4 : يوضح أن سطح الجيوئيد يكون دائماً متعامداً مع اتجاه الجاذبية الأرضية، وبالتالي يعتبر المرجع القياسي والطبيعي للارتفاعات



الشكل 3.4: يبين الفرق بين الجهد التثاقلي عند سطح البحر (الجيونيد) وقيمة الجهد التثاقلي المتوقعة عند هذا المكان طبقاً لنموذج سطح مكور الأرض (Spheroid) (أي شاذة الجيونيد) والتي ترجع إلى الاختلافات في تضاريس الأرض وفي كثافة الصخور



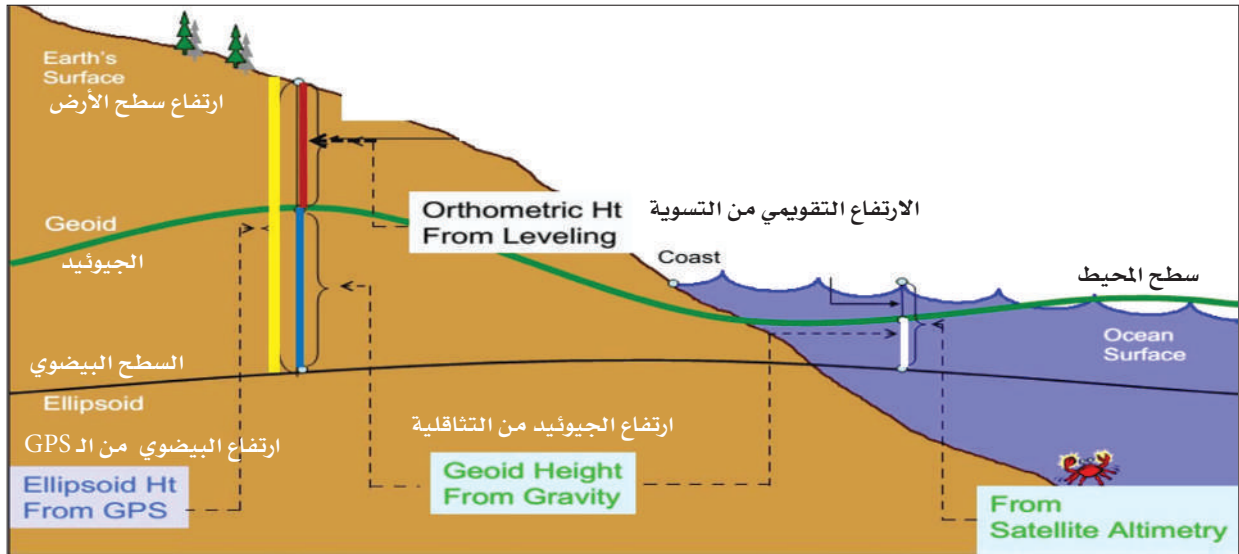
الشكل 4.4: يبين كيف تؤدي الكتلة الزائدة (اليسار) أو الناقصة (اليمن) إلى انحراف الجيونيد لأعلى أو لأسفل (تموج إيجابي أو سلبي)



وكما ذكر سابقاً بأن سطح الجيوئيد هو سطح تساوي الجهد الجاذبي، الذي ينطبق مع متوسط ارتفاع سطح البحر، ويكون دائماً وفي أي مكان على سطح الأرض متعامداً مع اتجاه الجاذبية الأرضية. وبالتالي يعتبر المرجع القياسي للارتفاعات. ولمعرفة علاقة سطح الجيوئيد بالارتفاعات يجب معرفة الفرق بين ارتفاعات الأسطح التالية (شكل 5.4):

- سطح مكور الأرض **Spheroid**: هو شكل افتراضي لسطح الأرض، يفترض أن سطحها أملس وتركيبها متجانس ولا يوجد تغير أفقي في كثافتها، وشكلها بيضوي Ellipsoidal.
- ارتفاع السطح البيضوي **Ellipsoid height**: وهي قيمة ارتفاع سطح الأرض المقاسة باستخدام GPS، بالنسبة لسطح مكور الأرض Spheroid أو السطح البيضوي Ellipsoid.
- ارتفاع السطح التقويمي **Orthometric Height**: ارتفاع سطح الأرض بالنسبة لسطح تساوي الجهد (الجيوئيد).

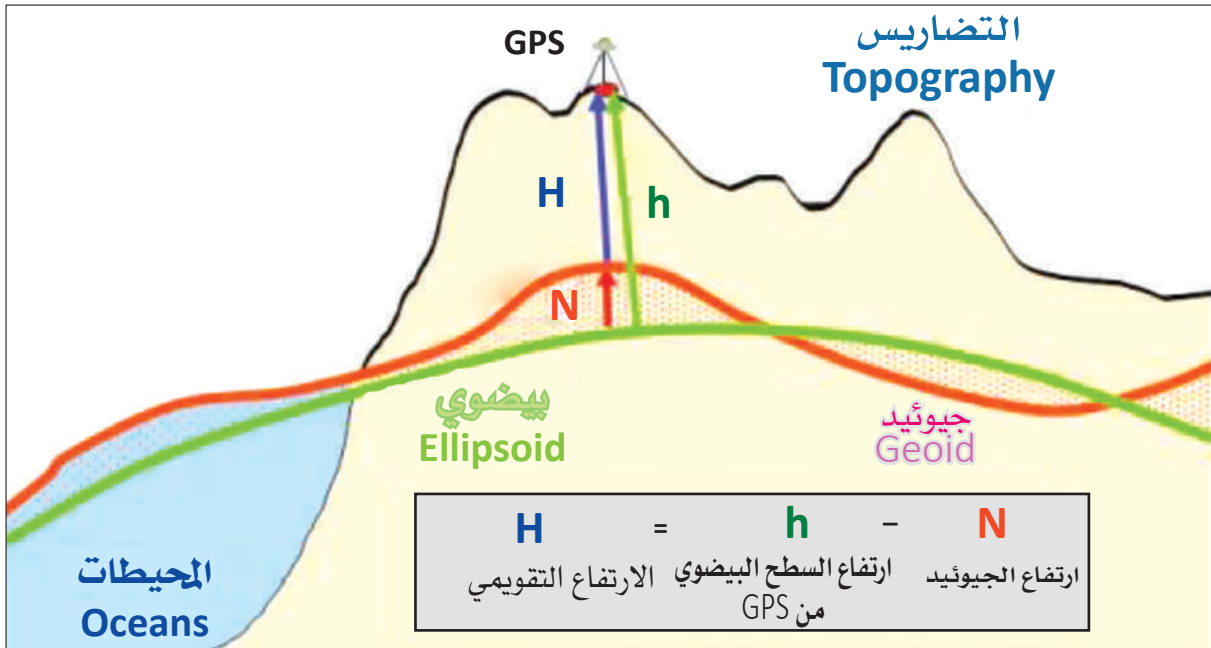
- ارتفاع الجيوئيد **Geoid Height**: هو ارتفاع سطح الجيوئيد بالنسبة لسطح مكور الأرض أو السطح البيضوي، أي يعكس تموجات سطح الجيوئيد Geoid undulations.



الشكل 5.4: علاقة سطح الجيوئيد بالارتفاعات المختلفة

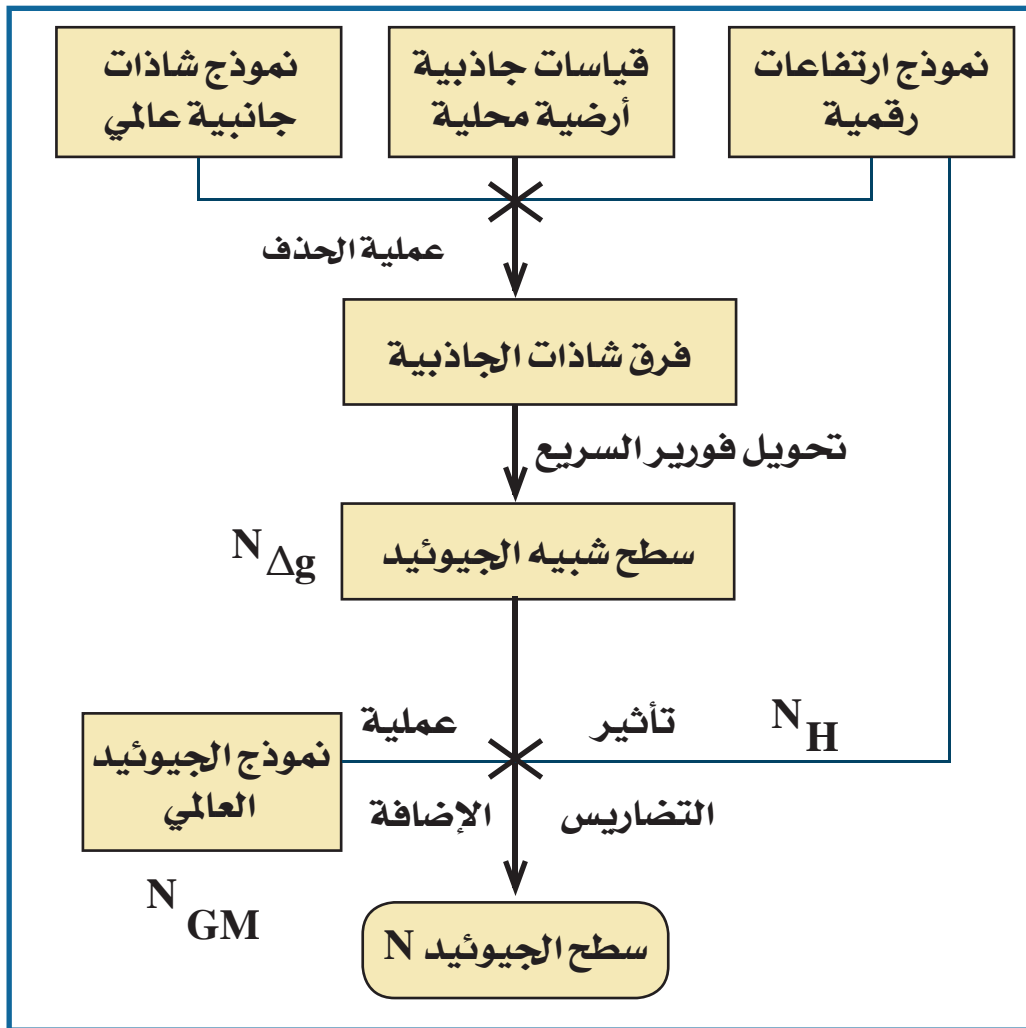
إذاً، كلما حددنا ارتفاع الجيوئيد Geoid Height أو التموج في سطح الجيوئيد Geoid undulation بدقة، كلما أمكننا تحديد الارتفاع التقويمي Orthometric Height بدقة أيضاً (شكل 6.4). وهذا هو الغرض من مسوحات الجاذبية الخاصة بالجيوئيد. ولاستنتاج سطح الجيوئيد في منطقة محلية Local Area يتطلب معرفة العلاقة الموضحة في (النموذج 7.4).

- قياسات جاذبية الأرض بكثافة مناسبة لمساحة المنطقة.
- نموذج جاذبية أرضي عالمي، لماذا؟ «لأن قيمة الجاذبية عند أي نقطة على سطح الأرض تتأثر بمجال الجاذبية الأرضية كلها، ويكون التأثير متناسباً مع المسافة من المكان، حيث أن مجال الجاذبية هو مجال (سطح) متصل Continuous Surface وليس مجال (سطح) متقطع Discrete Surface.
- نموذج جيوئيد عالمي مثال EGM2008.
- نموذج ارتفاعات رقمية Digital Elevation Model (DEM) للمنطقة.
- برنامج حاسوب SOFTWARE متخصص.



الشكل 6.4: تحديد قيمة الارتفاع التقويمي Orthometric Height





الشكل 7.4 : متطلبات استنتاج سطح الجيويد في منطقة محلية Local Area

4.4 قياس الجاذبية (الثاقلية) الأرضية

هناك طريقتان لقياس قيمة الجاذبية في أي نقطة على سطح الأرض، وهما: الجاذبية المطلقة، والجاذبية النسبية، وكلتاهما تتطلب دقة عالية في القراءات المرصودة باستخدام أجهزة الجاذبية المتطورة.

1.4.4 الجاذبية المطلقة Absolute Gravity

يحتاج تحديد تسارع الجاذبية أو عجلة الثاقلية الأرضية المطلقة إلى طرق معملية دقيقة، وعادة تنفذ فقط تحت الظروف المعملية، وتستخدم طريقتان للقياس هما: طريقة السقوط الحر وطريقة تأرجح البندول. وتستخدم أجهزة قياس الجاذبية المطلقة للحصول على الجاذبية بدقة عالية في نقاط محددة فوق سطح الأرض، وذلك لتعيين نقاط ضبط أساسية ومعايرة أجهزة قياس الجاذبية النسبية، لأن أجهزة قياس الجاذبية المطلقة ثقيلة، وقد يصل وزنها إلى 300 كجم، ويصعب نقلها من نقطة إلى أخرى.

ومن هذه الأجهزة على سبيل المثال فولار هامون Faller Hammon، وهو جهاز يستخدم طريقة السقوط الحر. وحديثاً أمكن قياس الجاذبية المطلقة لدقة تتراوح ما بين 0.05 + إلى 0.005 + مليجال بعد أخذ سلسلة من القراءات لعدة أيام.

2.4.4 الجاذبية النسبية Relative Gravity

في الاستكشاف الجاذبي عادةً، ليس من الضروري تحديد القيمة المطلقة للجاذبية، بل الأفضل هو قياس التغيرات النسبية. فيتم اختيار محطة أساسية (وهي التي ترجع إلى الـ INGSN71)، وتنشأ محطات جانبية لشبكة ثانوية. جميع بيانات الجاذبية التي تجمع من هذه المحطات خلال المسح تنقص بالنسبة للمحطة الأساسية. وإذا لم يكن من الضروري حساب القيم المطلقة لـ (g)، فتعتبر قيمة الجاذبية عند المحطات الأساسية المحلية تساوي صفرًا. المسافات البينية بين محطات الجاذبية مهمة بالنسبة لتفسير البيانات. في الدراسات الإقليمية، قد توزع المحطات بكثافة 2 - 3 محطات لكل كم²، غير أنها في استكشافات البترول،



قد تزيد الكثافة إلى 8 - 10 محطات لكل كم². أمّا في مسح الدراسات المحلية، فيُحتاجُ إلى دقة عالية للخصائص السطحية، ولذلك فإن محطات الجاذبية قد تُوزع في شبكة أطوال أبعادها تتراوح بين 5 - 50 متراً. وعند إجراء الجاذبية الدقيقة Microgravity قد تصل المسافة بين المحطات إلى نصف المتر.

3.4.4 مقياس الجاذبية (الجرافيميتر) Gravimeter

الجرافيميتر عبارة عن جهاز صغير، سهل النقل من نقطة لأخرى في مواقع الرصد (الشكل 8.4). تعتمد فكرته على سلك زنبركي متوازن، يتغير توازنه بتأثير أي قوة إضافية مهما صغرت قيمتها، ويمكن قياس مقدار التغير الذي يحدث. ومن مميزاتة سهولته وصغر حجمه وسرعة القراءة ودقتها. وتنقسم أجهزة الجرافيميتر إلى: الساكن Stable وغير الساكن Unstable. أجهزة قياس الجاذبية هي ائزان زنبركي متطور يعلق في آخره كتلة ثابتة. وزن الكتلة هي حاصل ضرب الكتلة في تسارع الجاذبية أو عجلة الثقالية الأرضية، وكلما زاد الوزن الذي يعمل على الزنبرك فإن كمية الاستطالة فيه تتناسب طردياً مع قوة التمدد، أي مع زيادة وزن الكتلة، (الوزن = حاصل ضرب الكتلة في عجلة الجاذبية الأرضية). ثابت التناسب هو ثابت مرونة الزنبرك (K)، هذه العلاقة تعرف بقانون هوك Hook. وحيث أن الكتلة ثابتة، فإن تغيرات الوزن سببها تغيرات في الجاذبية (δg)، وبقياس التمدد في الزنبرك (δl) يمكن تحديد اختلافات الجاذبية. وبما أن اختلافات الجاذبية صغيرة جداً فإن التمدد في أي زنبرك سيكون صغيراً جداً هو الآخر.

$$\delta l = \frac{m \delta g}{k} ، \quad \frac{\text{التغير في الجاذبية}}{\text{ثابت الزنبرك}} \times \text{الكتلة} = \text{استطالة الزنبرك}$$

$$\delta g = \frac{k \delta l}{m} ، \quad \frac{\text{استطالة الزنبرك}}{\text{الكتلة}} \times \text{ثابت الزنبرك} = \text{التغير في الجاذبية}$$



الشكل 8.4 : أحدث أجهزة قياس الجاذبية الأرضية (الجرافيميتتر) من نوع CG - 5



5.4 الإجراءات الحقلية في الجاذبية

1) تأثير المد والجزر

يؤثر جذب كل من القمر والشمس على قياسات الجاذبية الأرضية، حيث تقع القياسات تحت تأثير تغير دوري (كل 12 ساعة) في مجال الجاذبية الأرضية، يصل إلى 0.2 مليجال. وجذب القمر أكبر تأثيراً من جذب الشمس على مجال الجاذبية الأرضية. وهناك طريقتان لإلغاء تأثير المد والجزر على قياسات أجهزة قياس الجاذبية «جرافيمتر».

الطريقة الأولى: هي التكرار الدوري لقياسات الجاذبية الأرضية عند نقطة أو أكثر من محطات الجاذبية المطلقة أو الأساسية، وفي زمن يقل عن 6 ساعات. وفي هذه الحالة فإن تصحيح انحراف الجهاز يشمل في الوقت نفسه تصحيح تأثير المد والجزر.

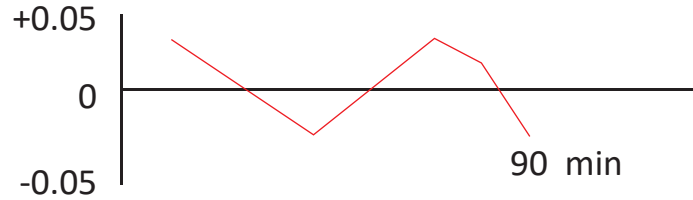
أما الطريقة الثانية: فهي استخدام جداول المد والجزر. وتصحيح تأثير المد والجزر يمكن حسابه بعد إجراء التكرار الدوري للقياسات على نقطتين أو أكثر من محطات الجاذبية المطلقة أو الأساسية، واستخدام الرسم البياني للعلاقة بين تغير قيم الجاذبية الأرضية عند محطات تكرار القياسات وزمن القياسات أو باستخدام الحاسبات وبرامج خاصة بتقويم بيانات قياسات الجاذبية الأرضية. ويتيح استخدام الحاسبات وبرامج تقويم البيانات حساب قيم التصحيحات وحساب القيم الصحيحة للجاذبية الأرضية عند نقاط القياس. ويجري تقويم بيانات عجلة الجاذبية الأرضية قبل إجراء أي نوع آخر من التصحيحات.

تؤثر تغيرات المد والجزر على كتلة مقياس الجاذبية (الجرافيمتر)، التي عادة ما تتغير في مدى ± 0.15 مليجال من القيمة المتوسطة. ونظراً لأن هذه القيم تعتبر كبيرة بالنسبة لدقة معظم أجهزة قياس الجاذبية = (0.01)، لذلك يجب التصحيح. وبما أن تأثيرات المد والجزر يمكن توقعها بدقة؛ لذلك من السهل عمل برامج حاسوبية تعطي القيم الدقيقة عند أي موقع في أي وقت.

(2) تأثير انجراف الجهاز Drift

تعتمد قراءة الجرافيمتر عند أي نقطة على مقياسٍ مدرج dial scale، وتعتمد على العلاقة بالقيمة المطلقة للثقالة عند هذه النقطة. إذا نقل الجرافيمتر لبضع ساعات أو إن ترك في مكان واحد، ثم قرأ مرة أخرى فيما بعد عند المكان نفسه، يُلاحظ تغير في القراءة. إذا أخذت قراءات إضافية عبر فترة من الساعات في المكان نفسه، ثم رسمت الجاذبية مقابل الزمن، سوف نجد أن النقاط تميل للسقوط على منحني أملس. هذا التغير المستمر في قراءات الجاذبية مع الزمن يعرف بـ «الانجراف drift»، ويحدث بناءً على حقيقة أن زبرك الجرافيمتر ليس مرناً عاماً، ولكنه معرض لتغير بطيء عبر الفترات الطويلة (الشكل 9.4).

الطريقة المعتادة لتصحيح الانجراف التدريجي هو تكرار القراءات عند محطة الأساس في فترات تتراوح بين ساعة إلى ساعتين. ثم من منحني الانجراف نحصل على قراءة الأساس التي نطرحها من قراءة المحطة لنحصل على فرق الجاذبية.



الشكل 9.4: تأثير انجراف الجهاز

بما أن جميع قراءات الجرافيمتر ذات تدرج عشوائي، لذلك تكون المعايرة ضرورية كي نعبر عن هذه التدرجات بالمليجال. الطريقة المعتادة لاختبار ثابت المعايرة هي قراءة الجرافيمتر عند محطتين يكون فرق الجاذبية بينهما معروفاً بدقة من قياسات البندول. بعد تصحيح الانجراف التدريجي، نحصل على فرق الجاذبية بين نقطة المشاهدة ومحطة الأساس، بضرب القراءة في معامل المعايرة للجرافيمتر. وبمعلومية الفرق في الجاذبية يمكن حساب الجاذبية المطلقة عند نقطة المشاهدة من الجاذبية عند محطة الأساس المعروفة.



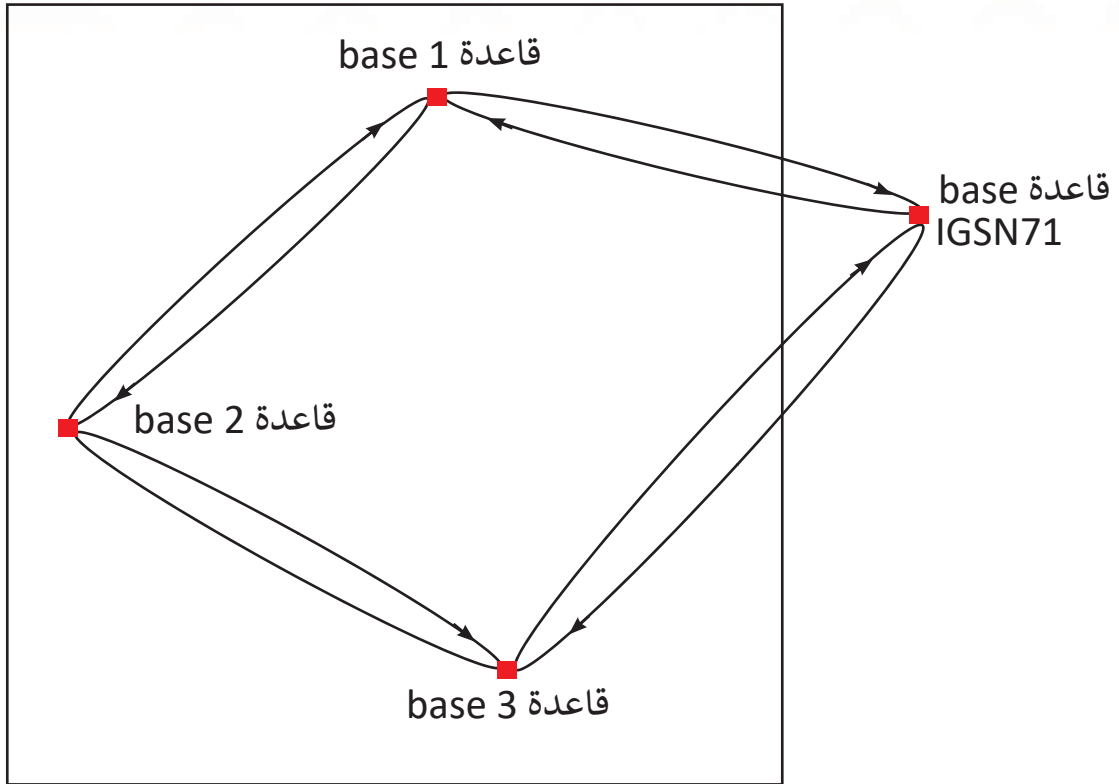
3) المسافة بين المحطات

توزع محطات أجهزة الجاذبية (الجرافيمتر)، كلما أمكن، في أركان مربع. يعتمد اختيار طول الشبكة (S) أساساً على عمق البيانات الجيولوجية المطلوبة (H)، بحيث تكون $(S \leq H)$. في المسوحات الواسعة، تتراوح (S) ما بين بضعة كيلومترات إلى عشرات الكيلومترات. أما في المدى الضيق فهي تتراوح ما بين 10 إلى 100 متر. وبالنسبة لاستكشافات البترول يكون المدى حوالي كيلومتر واحد، مع الحرص على تجنب وضع المحطات بالقرب من المعالم الطبوغرافية التي قد تؤثر بشكل كبير على قراءات أجهزة الجاذبية (الجرافيمتر).

4) إنشاء محطة القاعدة

من المفضل عادة ربط قياسات الجاذبية بأخرى ذات جاذبية مطلقة معروفة بدقة، لذلك يجب أن نجد IGSN71 أو FGBS الأقرب محلياً، ثم نسب القياسات إلى قيم IGSN71 أو FGBS بالرغم من أن ذلك ليس ضرورياً للمسوحات المحلية المحدودة، لأن هذه المسوحات تبحث عن تغيرات الجاذبية، ولكن بالنسبة للأغراض البحثية يفضل ربط المحطات بال IGSN71 (الشكل 10.4). لعمل ذلك، يُفترض معدل انحراف تدريجي خطي وفترات زمنية بينية قصيرة، بحيث تدخل تغيرات المد والجزر في منحنيات الانحراف التدريجي كتغيرات خطية.

طريقة التكرار تبدأ عند محطة IGSN71، وبعد الحصول على قراءة هناك، تعتبر هي محطة القاعدة 1، ثم تتابع بالعودة إلى محطة IGSN. هذا التسلسل يعطي فروق الجاذبية النسبية بين المحطتين بعد تصحيح الانحراف التدريجي. وبما أن قيم الجاذبية المطلقة معروفة في محطة ال IGSN71، إذاً، تُعرف القيمة المطلقة للجاذبية في محطة القاعدة 2. وهكذا نحدد قيمة الجاذبية المطلقة عند محطة القاعدة 3. في العملية النهائية، تُستخدم محطة القاعدة 3 لمعرفة قيمة المحطة ال IGSN71. نادراً ما تكون هذه القيمة كالقيمة المنشأة أصلاً، والفرق بينهما هو مؤشر على كمية الخطأ في قياسات محطات القاعدة من 1 إلى 3.



الشكل 10.4: إنشاء محطات القاعدة.

(5) تحديد الارتفاعات

يجب معرفة ارتفاع المحطات في مدى من 25 - 30 سم لكي تحتفظ قيم شاذات بوجير Bouguer بدقة أفضل من 0.1 مليمال. تبين الخرائط الطبوغرافية مواقع العلامات المرجعية (Benchmarks)، وهي نقاط ذات ارتفاع مقاس بدقة عالية جداً. العلامات المرجعية هي عبارة عن أنبوب إسطواني من النحاس الأصفر مثبت في قاعدة من الخرسانة، وهي تعتبر نقطة مرجعية للمسوحات المتنقلة. وهناك أيضاً ما يعرف بنقاط الارتفاع، توضح على معظم الخرائط الطبوغرافية، وهي نقاط تم تحديد ارتفاعاتها. وبالرغم من أن هذه النقاط توضع في مواقع سهلة التعريف مثل تقاطع الطرق، إلا أن النقطة نفسها قد لا تُعرف في الحقل، مما قد يتسبب بخطأ كبير. حديثاً، أُستخدم نظام تحديد المواقع العالمي GPS لهذا الغرض.



6.4 تصحيح بيانات الجاذبية Gravity Data Correction

تتأثر الأرض بقوى التناقل (التجاذب) من القمر والشمس، وعلى ضوء ذلك، يحصل لها تشوهات من فترة لآخرى. مما يترتب عليه تأثر قيم الجاذبية عند أي نقطة بهذه التشوهات. علاوة على ذلك، تتغير قيم الجاذبية من موقع لآخر. وتتغير القراءات أيضاً في الموقع نفسه. وهذا الفرق يعرف بشاذات الجاذبية، وتفسيره ضروري لمعرفة مكونات باطن الأرض. على ضوء هذه التغيرات تصحح قراءات الجاذبية الأرضية للعوامل التالية:

- قوة جذب الأرض.
- قوة الطرد المركزي (تكون أعلى ما يمكن عند خط الاستواء).
- نصف قطر الأرض (عند خط الاستواء أكبر منه عند الأقطاب).
- شكل الكتل الأرضية وتغير طبوغرافية الأرض من موقع لآخر.
- موقع جهاز الرصد بالنسبة لمستوى سطح البحر.
- تغير كثافة الأجسام بين جهاز القياس ومستوى سطح البحر.
- الجذور خفيفة الكثافة للقارات والجبال العالية.
- الجذور العكسية antiroots عالية الكثافة للمحيطات.

بعد الانتهاء من إجراء قياسات الجاذبية الأرضية، ولمقارنة هذه القياسات مع قيم الجاذبية القياسية عند نقطة القياس، يلزم إجراء بعض التصحيحات على قيم الجاذبية الأرضية المقاسة قبل استخدامها في الأغراض العلمية البحثية والاقتصادية المختلفة. وتُجرى هذه التصحيحات للوصول بقيم الجاذبية الأرضية المقاسة إلى الدقة المطلوبة لهذه الدراسات. وتهدف هذه التصحيحات إلى أولاً: التخلص من عدد من الظواهر المؤثرة في دقة القياسات. وثانياً: أخذ نسبة القياسات إلى مستوى معين من سطح الأرض كمرجع عام لتلك النوعية من القياسات. وتشمل ما يلي:

أولاً : تصحيحات لانحراف الأجزاء المرنة في أجهزة القياسات وتأثير المد والجزر، وهي تصحيحات يلزم إجراؤها قبل إرجاع قيمة الجاذبية الأرضية إلى المستوى المرجعي الثابت.

ثانياً : تصحيحات تساعد في حساب قيم الجاذبية الأرضية وإرجاع قيمها إلى مستوى ثابت تم اختياره لهذا الغرض، تصحيح (خط العرض - الهواء الحر - بوجير - التضاريس).

1.6.4 تصحيح خط العرض Latitude Correction

يعمل هذا التصحيح لإزالة زيادة الجاذبية من خط الاستواء إلى الأقطاب. تتغير الجاذبية مع خط العرض بسبب شكل الأرض الإهليجي، وبسبب السرعة الزاوية لأي نقطة على سطح الأرض، حيث تصل حدها الأعلى عند خط الاستواء، وتصل إلى الصفر عند الأقطاب.

ونتيجة التفلطح في شكل الأرض فإن عجلة الجاذبية عند القطبين تزيد عن قيمتها عند خط الاستواء بحوالي 5.17 جال، ويمكن تفسير هذا الاختلاف أو هذه الزيادة كما يلي:

- قوة الطرد المركزي التي تعمل عند خط الاستواء ويغيب تأثيرها عند الأقطاب، وهي تعمل على زيادة عجلة الجاذبية عند الأقطاب بحوالي 3.39 جال.
- أي نقطة عند الأقطاب هي أقرب إلى مركز الأرض من أي نقطة عند خط الاستواء، مما يؤدي إلى زيادة عجلة الجاذبية عند الأقطاب بحوالي 6.63 جال.
- بسبب معامل شكل الكتلة mass-shape factor للأرض فإن جذب الأرض عند خط الاستواء يكون أكبر منه عند الأقطاب، مما يؤدي إلى نقصان عجلة الجاذبية عند الأقطاب بحوالي 4.85 جال.
- وبالتالي، فإن إجمالي التغير في عجلة الجاذبية عند القطب عنه عند خط الاستواء = $5.17 = 4.85 - 6.63 + 3.39$ جال.



وكما سبق ذكره، هناك زيادة قدرها 21 كم في نصف القطر الاستوائي عنه عند الأقطاب، وبالتالي نجد أن النقاط القريبة من خط الاستواء أبعد من مركز الأرض عنها عند الأقطاب، مسببة زيادة في الجاذبية من خط الاستواء باتجاه الأقطاب. ومقدار الكتل الأرضية تحت المناطق الاستوائية هي أكبر منها تحت المناطق القطبية.

وعلى ضوء ذلك، نجد أن تصحيح خط العرض $= 0.812 \sin 2\phi$ مليجال / كم. هذا التصحيح يطرح أو يجمع لفرق الجاذبية المقاسة اعتماداً على موقع خط عرض المحطة من محطة القاعدة. (يجمع التصحيح إذا كانت المحطة شمال محطة القاعدة، ويطرح إذا كانت المحطة جنوب محطة القاعدة).

$$\delta g_L = - 8.108 \sin 2\phi \text{ g.u.per km N}$$

وفي هذا الصدد، فإن معادلة النظام الجيوديسي المرجعي لحساب عجلة الجاذبية عند أي خط عرض:

• معادلة Helmert

$$g = 978.030 (1 + 0.005302 \sin 2\phi - 0.00007 \sin^2 2\phi)$$

حيث ϕ هي قيمة زاوية خط العرض.

• المعادلة الدولية (1930) International Formula

$$g = 978.05 (1 + 0.0052884 \sin 2\phi - 0.00005 \sin^2 2\phi)$$

كما ذكر سابقاً، فإن السطح المستوي الذي يمثل بهذه المعادلة للجاذبية يسمى السطح المكور أو مكور الأرض Spheroid

2.6.4 تصحيح الارتفاع (الهواء الحر) Elevation (Free-Air) Correction

تختلف قيمة التثاقلية (الجاذبية) مع الارتفاع وذلك لأن نقطة القياس الموجودة عند منطقة مرتفعة تكون أبعد عن مركز الأرض من نقطة القياس الموجودة في منطقة منخفضة، وبالتالي تزيد عجلة الجاذبية في النقطة الأولى عن قيمتها في النقطة الثانية. ويمكن حساب معدل هذا التغير كالتالي:

قيمة عجلة الجاذبية عند أي نقطة من السطح المكور أو مكور الأرض تساوي:

$g = GM/R^2$ حيث أن g هي عجلة الجاذبية و M هي كتلة الأرض و R هو نصف قطر الأرض و G هو ثابت الجذب.

وقيمة التغير الرأسي في قيمة عجلة الجاذبية في الاتجاه (z) تساوي:

$$dg/dz = dg/dR = -2GM/R = -2g/R$$

وبالتعويض عن قيمة عجلة الجاذبية $g = 980.629 \text{ gals}$ وقيمة نصف قطر الأرض $R = 6.367 \times 10^8 \text{ cm}$ نجد أن:

$$dg/dz = -2 (980.629) / 6.367 \times 10^8 = -0.3086 \times 10^{-5} \text{ gal/cm} = -0.3086 \text{ mgal/m}$$

وقد أخذ في الاعتبار لحساب قيمة هذا التصحيح؛ كروية الأرض وتجانسها، ووجد أن قيمة الجاذبية الأرضية تقل بمقدار 0.3086 مليجال/م، أي أنه يلزم إضافة تصحيح قدره $h \times 0.3086$ مليجال لقيمة عجلة الجاذبية الأرضية المقاسة، حيث h هي قيمة الارتفاع عن متوسط سطح البحر مقدرةً بالمتر.

يضاف تصحيح الهواء الحر إلى الجاذبية المقاسة إذا كان موقع المحطة فوق مستوى سطح البحر أو (السطح المرجعي أو محطة القاعدة)، وتطرح إذا كان العكس. ويتغير تصحيح الهواء الحر قليلاً مع تغير خط العرض من القيمة 0.3086 مليجال/م عند خط الاستواء إلى 0.3088 مليجال/م عند القطبين.



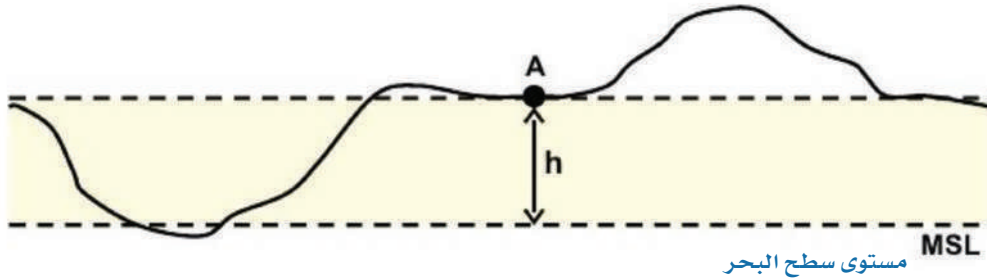
3.6.4 تصحيح بوجير Bouguer Correction

يهدف تصحيح بوجير إلى العودة بقيمة الجاذبية الأرضية المقاسة إلى قيمتها الحقيقية مع الأخذ في الاعتبار ثقل المادة الصخرية بين محطة القياس و سطح الجيوئيد (متوسط ارتفاع سطح البحر)، بالإضافة إلى تأثير الارتفاع نفسه. وقد سُمي هذا التصحيح بتصحيح بوجير نسبة إلى العالم الرياضي الفرنسي بيير بوجير (1698-1758م)، الذي حاول تعيين شكل الأرض. وتطرح قيمة التصحيح من القيمة المقاسة في حالة انخفاض محطة القياس عن سطح الجيوئيد. فهذا التصحيح يمثل قيمةً سالبةً فوق المناطق الجبلية، وقيمةً موجبةً في قيعان البحر، عكس تصحيح الهواء الحر.

في الاختلاف السابق (اختلاف الهواء الحر)، أُخذ في الاعتبار ارتفاع نقطة القياس فقط فوق سطح الأرض، ولكننا في الواقع لا نقيس عجلة الجاذبية فوق نقطة القياس ونحن معلقون في الهواء، ولكننا نرتفع صاعدين فوق تل أو جبل أو هضبة، ومادة هذه الأرض المرتفعة لها كتلة، ولها بالتالي قوة ثقل (جذب) لأسفل، وهذا ما يُسمى بتغير بوجير. ولحساب قيمة التغير في عجلة الجاذبية العائد لتأثير تلك الكتل التي تعلو سطح الأرض أو سطح المستوى المرجعي Datum، يُفترض أن هذه الكتلة هي شريحة من صخور ذات سمك (h)، وأن سطحها مستو، وكثافة مادتها (ρ). إذاً، ثقل (جذب) تلك الشريحة من الصخور تساوي:

$$g = 2\pi Gh$$

$$g_B = + 0.04193 \times \rho \times h \quad \leftarrow \text{Bouguer slab formula}$$



وبالتعويض عن قيمة $G = 6.6732 \times 10^8$ إذن :

$$g = 0.04193 h \text{ mgals/m} \quad \text{or} \quad 0.01278 dh \text{ mgals/ft}$$

أي أن قيمة عجلة الجاذبية تزداد بقيمة 0.04193 مليجال لكل ارتفاع يعادل متراً واحداً من الصخور. أي أن تأثير بوجير يكون دائماً عكس تأثير الهواء الحر.

بعد إجراء تصحيحات البوجير، يمكن حساب ما يسمى شاذات البوجير، وذلك بطرح قيمة عجلة الجاذبية القياسية من قيمة عجلة الجاذبية الأرضية المقاسة بعد إجراء كل من تصحيحي الهواء الحر والبوجير. كما يمكن إنشاء خرائط تسمى خرائط البوجير. وتستخدم هذه الخرائط في أغراض دراسات وبحوث وتطبيقات علم الجاذبية الأرضية.

تصحيح الارتفاع (δg_E) = (الهواء الحر - تصحيح بوجير)

$$\delta g_E = \delta g_F - \delta g_B.$$

Substituting in the terms $\delta g_F = 3.086h$ and $\delta g_B = 0.4192\rho h$

$$\delta g_E = (3.086 - 0.4192\rho) h \text{ (g.u.)}$$

where ρ is the average rock density in Mg/m^3 .

4.6.4 تصحيح التضاريس Terrain Correction

لإجراء قياسات دقيقة لعجلة الجاذبية الأرضية، ينبغي وضع تصحيح قيمة عجلة الجاذبية الأرضية المقاسة بالنسبة لطبوغرافية المنطقة المحيطة في الاعتبار. ويسمى تصحيح التضاريس. ومن الضروري إجراء هذا التصحيح للوصول بقياسات عجلة الجاذبية الأرضية إلى دقة عالية تتطلبها بعض الدراسات. وتأتي أهمية هذا التصحيح، أن تصحيح البوجير تكون عالية نسبياً في حالة قرب محطات قياس الجاذبية الأرضية من الوديان، وذلك لاشتغال تصحيح البوجير على جذب المادة الصخرية. وحيث أن المادة الصخرية غير موجودة، فإنه يلزم إضافة تصحيح التضاريس لإلغاء جذب المادة الصخرية. أيضاً في محطات القياس القريبة من



الجال تكون قيمة الجاذبية الأرضية المقاسة أصغر من قيمتها الحقيقية، وبالتالي فإنه يلزم إضافة تصحيح التضاريس للحصول على القيمة الصحيحة.

ويجري حساب تصحيح التضاريس باستخدام نظام خاص، يُمكن من حساب متوسطات الارتفاعات من الخرائط الطبوغرافية ومن استخدام معادلات خاصة. ويضاف تصحيح التضاريس لقيمة تصحيح البوجير. ثم يتم إنشاء خرائط البوجير بعد إجراء هذه التصحيحات.

5.6.4 تصحيح إيتفوش EOTVOS

عندما يثبت جهاز قياس الجاذبية على ظهر سفينة أو طائرة مروحية، يتأثر تسارع الجاذبية التي تقاس بالمركبة الرأسية للتسارع (كوروليوس) Coriolis، الذي هو دالة في السرعة واتجاه حركة المركبة. ولمعادلة ذلك، تضبط بيانات الجاذبية بتطبيق تصحيح إيتفوش Eotvos، والتي سميت على اسم مخترعها الفيزيائي فون إيتفوش Von Eotvos الذي وصف تأثيرها في نهاية الثمانينات من القرن الماضي.

هناك مركبتان لهذا التصحيح، الأولى: تسارع طرد مركزي تعمل للخارج مصاحبة لحركة العربة أثناء سفرها فوق السطح المنحني للأرض، والثانية: هي التغير في تسارع الطرد المركزي الناتج عن حركة العربة بالنسبة لحركة دوران الأرض حول محورها. في الحالة الثانية، فإن الجسم الثابت على سطح الأرض يسير بسرعة الأرض عند هذه النقطة، ويدور حول محور دورانها في اتجاه شرق - غرب. إذا انتقل هذا الجسم تقل سرعته في اتجاه الشرق (X)، وتزيد سرعته بالنسبة للسرعة الدورانية بالقيمة نفسها. وبالعكس إذا انتقل بسرعة (Y) في اتجاه الغرب، تقل سرعته النسبية بالقيمة نفسها. وبالتالي، أي نقل لجهاز الجاذبية الذي له مركبة في اتجاه شرق - غرب، يكون له تأثير كبير على قياس الجاذبية. أما بالنسبة لأجهزة قياس الجاذبية المنقولة على السفن، فيكون تصحيح إيتفوش Eotvos في حدود 350 g.u. أما بالنسبة لأجهزة قياس الجاذبية المنقولة جواً، حيث تزيد السرعة عن 90 km/h (حوالي 50 عقدة knots)، قد يصل تصحيح إيتفوش Eotvos إلى 4000 g.u.

7.4 التفسير الوصفي والكمي لمعطيات الجاذبية

يهدف التفسير الجيولوجي لشاذات الجاذبية الأرضية إلى التعرف على سمك وعمق وكثافة التراكيب الجيولوجية المسببة لهذه الشاذات، فضلا عن الوحدات الحركية (التكتونية) السائدة. وينقسم التفسير الجيولوجي لشاذات الجاذبية الأرضية إلى: تفسير وصفي وتفسير كمي.

يقوم التفسير الوصفي لشاذات الجاذبية الأرضية على وصف الشاذات ومدلولاتها الجيولوجية من حيث:

- هيئة وشكل الشاذات وامتدادها الإقليمي والمحلي والتراكيب الجيولوجية التي قد تمثلها.
- تغير قيم شاذات الجاذبية الأرضية والتراكيب الجيولوجية التي يحتمل وجودها.

أما التفسير الكمي لشاذات الجاذبية الأرضية فيقوم على تحديد وتعيين نوعية التراكيب الجيولوجية المسببة لهذه الشاذات من الصدوع وأحواض الترسيب.. وخلافه. ولإجراء هذا النوع من التفسير يجب أن يوضع في الاعتبار عنصران مهمان يتميز بهما مجال الجاذبية الأرضية وهما:

- مجال الجاذبية الأرضية عند نقطة هي محصلة لجميع التراكيب تحت السطحية التي تؤثر في هذا المجال، والتي يتم رصدها بأجهزة قياس الجاذبية الأرضية.
- لا يوجد حل أوحده يمكن الحصول عليه من تغير شاذات الجاذبية الأرضية.

تعرف شاذة الثقالية Gravity Anomaly في الدراسات الجيوديسية بأنها الفرق بين قيم الجاذبية المقاسة عند محطة ما، وقيمة الجاذبية النظرية حسب المعادلة الدولية عند خط عرض تلك النقطة. وعلى ضوء الهدف من الدراسة، هناك نوعان من شاذات الجاذبية:

(1) شاذة الهواء الحر Free Air Anomaly

شاذة الهواء الحر = قيمة الجاذبية المحسوبة - الجاذبية النظرية + تصحيح الهواء الحر.



شاذة بوجير Bouguer Anomaly (2)

شاذة بوجير = قيمة الجاذبية المحسوبة - الجاذبية النظرية + تصحيح الهواء الحر -
تصحيح بوجير + تصحيح التضاريس.

عموماً، فإن شاذة الهواء الحر هي أصغر من شاذة بوجير. وشاذة بوجير على اليابسة في معظم الأحيان تكون قيمها سالبة، وفي المحيطات موجبة. شاذة الهواء الحر تعطي معلومات جيدة عن الجاذبية الفعلية على سطح الأرض، في حين أن شاذة بوجير تعطي معلومات عن الكتل تحت السطحية.

وللحصول على نتائج مرضية من تفسير شاذات الجاذبية الأرضية، فإنه يلزم فصل مجال الجاذبية الأرضية إلى: مجال إقليمي Regional؛ يمثل التراكيب الجيولوجية العميقة والتي لها امتداد اقليمي، ومجال محلي Residual أو Local؛ يمثل التراكيب الجيولوجية ذات الامتداد المحلي والتي تتواجد غالباً في الطبقات الرسوبية للقشرة الأرضية. ولفصل مجال الجاذبية الأرضية تُستخدم طرقٌ مختلفة (يعتمد بعض منها على تسوية خطوط الكنتور) على خرائط أو قطاعات الجاذبية، ويعتمد البعض الآخر على طرق رياضية وإحصائية. ويلزم الإشارة هنا إلى أن مجالات الجاذبية الأرضية المفصولة تختلف وتتباين تبعاً للطريقة المستخدمة واختلاف الافتراضات والمعطيات. ويجري تحليل كل من المجالين الإقليمي والمحلي كل على حدة لدراسة التراكيب الجيولوجية الإقليمية والمحلية على الترتيب.

أيضاً، يجب الاستعانة بالبيانات الجيولوجية والجيوفيزيائية المتاحة كافة، للحصول من خلال تفسير شاذات الجاذبية الأرضية، على نتائج تمثل بدرجة من الدقة التراكيب الجيولوجية المسببة لهذا المجال. وينقسم التفسير الكمي لمجال الجاذبية الأرضية إلى قسمين: الأول منهما يشتمل على تطبيق عدد من طرق التحليل لشاذات الجاذبية الأرضية مع البيانات الجيولوجية والجيوفيزيائية المتوفرة للحصول منها على عمق وسمك وامتداد التراكيب الجيولوجية تحت السطحية، ويسمى بالتفسير المباشر لشاذات الجاذبية الأرضية. أما القسم الثاني: فيقوم على مقارنة شاذات الجاذبية الأرضية المحسوبة لعدد من الأشكال المنتظمة وغير المنتظمة، والتي يمكنها أن تمثل التراكيب الجيولوجية التي يحتمل تواجدها تحت السطح، مع شاذات الجاذبية الأرضية المقاسة، ويسمى ذلك بالتفسير غير المباشر لشاذات الجاذبية الأرضية.

8.4 الضغط المتوازن (إيزوستاسي) Isostasy

عندما خلق الله سبحانه وتعالى القارات، بدأت على هيئة قشرة صلبة رقيقة تطفو على مادة الصهير الصخري، فأخذت تميد وتضطرب، فخلق الله الجبال البركانية التي كانت تخرج من تحت تلك القشرة، فترمي بالصخور خارج سطح الأرض، ثم تعود فتثقله إلى الأرض، وتتراكم بعضها فوق بعض مكونة الجبال، وتضغط بأثقالها المتراكمة على الطبقة اللزجة، فتغرس فيها جذوراً من مادة الجبل، فيكون الجذر سبباً لثبات القشرة الأرضية وإتزانها. قال تعالى: ﴿الَّذِي جَعَلَ الْأَرْضَ مَهْدًا ۖ وَالْجِبَالَ أَوْدَادًا ۗ﴾ [النبا: ٧]. تشير الآية إلى أن الجبال أوتاد للأرض. ومن المعروف أن جزءاً بسيطاً من الوتد يظهر على السطح، والجزء الآخر يكون في معظمه تحت السطح. لقد أثبتت الدراسات العلمية الحديثة أن للجبال جذوراً تمتد داخل المناطق عالية الكثافة لضمان ثباتها واستقرارها.

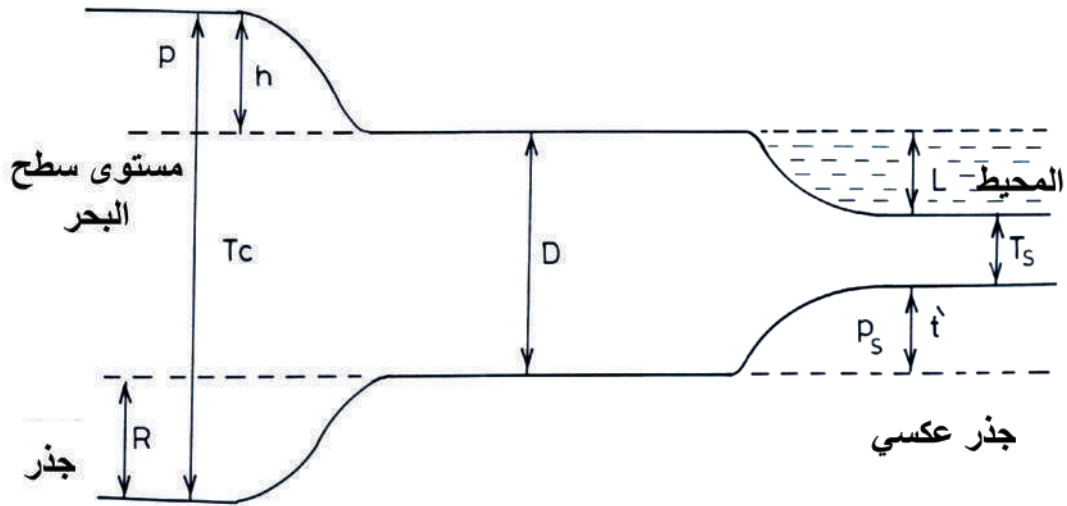
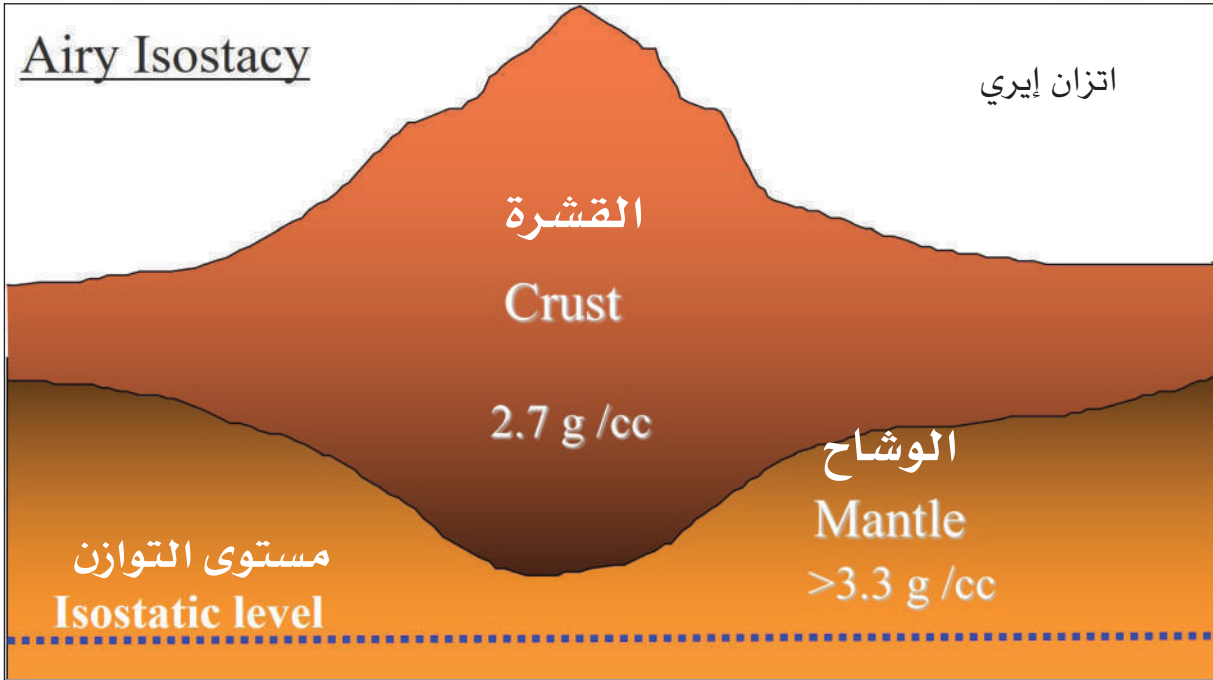
يتلخص مفهوم اتزان القشرة الأرضية في أن أي كتلة تعلو سطح البحر يجب أن تُعادل بنقص في الكتلة تحت سطح البحر وتحت قيعان المحيطات، فالقشرة التي هي أخف كتلة من المعتاد، يجب أن يكون أسفلها كتلة أكبر من المعتاد، بحيث يكون تأثير الوزن الكلي على وحدة المساحة منتظماً، ليتوفر التوازن عند أي عمق تحت الغلاف الصخري. وقد قدم كل من إيرى وبرايت Pratt تفسيراً علمياً لحالة توازن القشرة الأرضية.

أصبحت نظريتا إيرى وبرايت (1855 م) حقيقة ملموسة مع تقدم المعرفة بتركيب الأرض الداخلي عن طريق انعكاس وانكسار الموجات الزلزالية. فقد أصبح معلوماً أن للجبال جذوراً مغروسة في الأعماق قد تصل إلى 8 أضعاف ارتفاعها فوق سطح الأرض، أو 5 أضعافها بالنسبة للمحيطات أو البحار. قال تعالى ﴿وَأَلْقَى فِي الْأَرْضِ رَوْسًا أَنْ تَمِيدَ بِكُمْ﴾ [النحل 15] وقال تعالى: ﴿وَجَعَلْنَا فِي الْأَرْضِ رَوْسًا أَنْ تَمِيدَ بِهِمْ﴾ [الأنبياء 31]. وكما تُثبِت السفن بمراسيها التي تغوص في الماء، كذلك تُثبِت قشرة الأرض بمراسيها الجبلية التي تغوص جذورها في طبقة لزجة، شبه سائلة، تطفو عليها القشرة الأرضية.



1.8.4 نظرية إيرى - هسكانين (1855) Airy's Theory

تفترض هذه النظرية أنه كلما كان ارتفاع الجبل عالياً كلما كان عمق الجذر كبيراً. وكذلك فإن المناطق الجبلية البارزة لها جذور إلى الداخل في شكل بروز الجبل، والبحار لها جذور إلى أعلى في شكل عمق البحر. اقترح إيرى Airy أن القشرة الأرضية هي غلاف صلب يطفو فوق طبقة تحت سطحية شبه سائلة ذات كثافة عالية. وتحت الجبال يغوص قاع القشرة الأرضية في هذه الطبقة تحت السطحية أكثر مما هو تحت الأرض التي هي في مستوى البحر، ويكون ما يسمى بالجذر. في حين أن قيعان المحيطات تعلو قطاعات رقيقة من القشرة الأرضية. انظر الشكل التوضيحي (الشكل 11.4) والذي يبين مقترح إيرى Airy.



الشكل 11.4: نظرية إيرى



وبتطبيق نظرية Airy في المناطق الجبلية نجد أن:

$$\rho h = (\rho_s - \rho) R$$

حيث تمثل (ρ) كثافة صخور القشرة و (ρ_s) كثافة الصخور البازلتية الأكثر كثافة والتي تقع تحت المحيطات و (R) سمك الجذور تحت الجبال و (h) ارتفاع الجبال. وفي حالة المحيطات تصبح المعادلة على النحو التالي:

$$(\rho - 1.03) h = (\rho_s - \rho) t'$$

حيث (t') تمثل سمك جذور المياه

ولحساب عمق التوازن في المناطق الجبلية (TC)

$$TC = h + D + R$$

وعمق التوازن في المناطق البحرية (TS)

$$TS = D - t' - L$$

حيث (L) عمق المحيط

2.8.4 نظرية برات (1855) Pratt's Theory

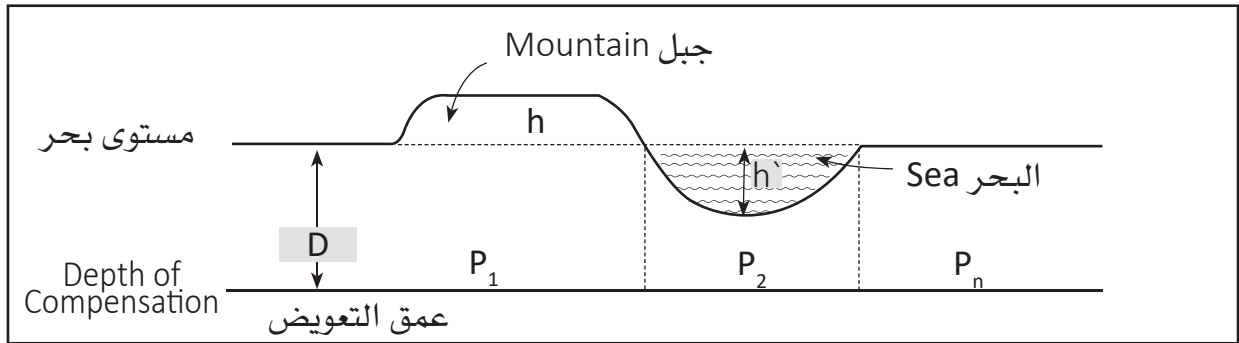
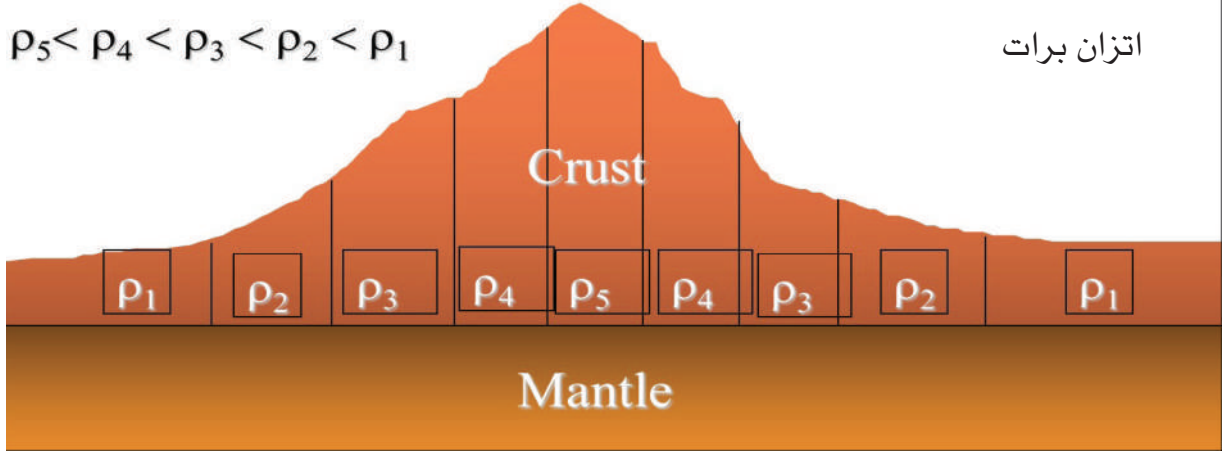
تفترض نظرية برات أنه كلما أزداد ارتفاع الجبال فوق سطح الأرض قلت كثافتها بسبب ارتفاع درجة الحرارة في باطن الأرض. ونظراً لاختلاف الكثافة تنشأ الكتل الجبلية وعند عمق معين، يُعرف بعمق التوازن، تتوازن الكثافات والضغط.

اقترح برات Pratt أن الكتلة الزائدة للجبال فوق سطح البحر تتوازن بنقص في الكتلة تحت سطح البحر. ولكنه افترض أن القشرة الأرضية لها سمك منتظم (تحت سطح البحر) مع قاعدتها في أي مكان يسند وزناً منتظماً على وحدة المساحة. وتحت الجبال، هذه الشروط تتطلب نقصاناً في كثافة الصخور الأرضية، وتحت المحيطات، يتطلب أن تكون كثافة الصخور أكبر من المتوسط لتتوازن مع ماء المحيط ذي الكثافة الأقل من العادي. انظر الشكل التوضيحي التالي الذي يبين مقترح برات Pratt، (الشكل 12.4).

Pratt Isostasy

$$\rho_5 < \rho_4 < \rho_3 < \rho_2 < \rho_1$$

اتزان برات



الشكل 12.4: نظرية برات

وعلى ضوء هذه النظرية، نجد أن كثافة الكتل الأرضية تساوي 2.67 جم/سم³، تحت الجبال، و3 جم/سم³ تحت المحيطات، وأن كثافة مياه البحار = 1.03 جم/سم³، وارتفاع الجبال فوق مستوى سطح البحر (h)، وعمق البحار (h')، وعمق التعويض (D)، نجد أن:

$$h (2.67) = D (3 - 2.67)$$

ويمكن حساب عمق التعويض (D) تحت المحيطات حسب نظرية Pratt

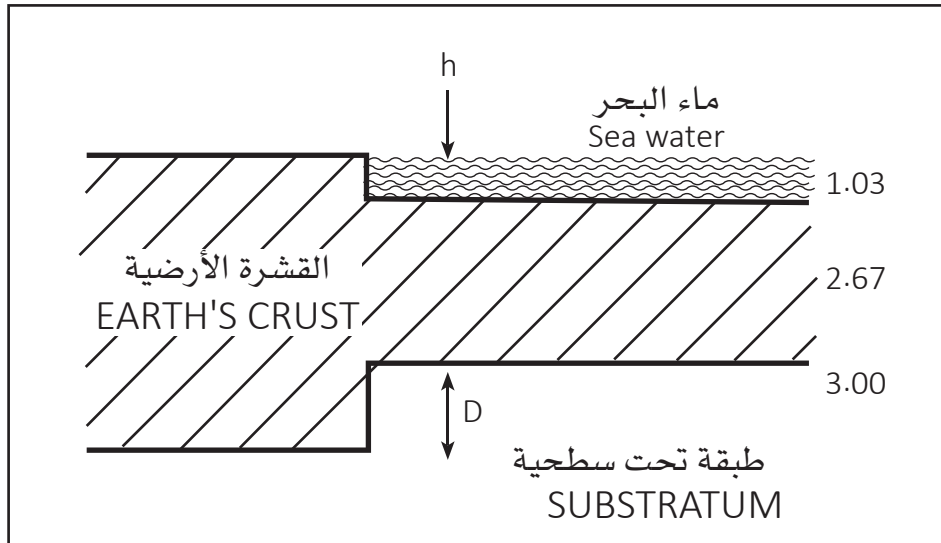
$$h' (2.67 - 1.03) = (3 - 2.67) D$$



حساب عمق التعويض Depth of Compensation

من المتعارف عليه أن قيم الجاذبية المحسوبة عند أي محطة تتأثر بقوة جذب وكثافة الكتل الجبلية. وتزداد كثافة الكتل الجبلية تحت المحيطات والمكونة في الغالب من صخور بازلتية عنها تحت القارات والمكونة في الغالب من صخور جرانيتية. ويفترض التصحيح المتوازن أن الكتل الأرضية متوازنة وثابتة رغم النتوءات البارزة في بعضها كالجبال وفي الأعماق مثل المحيطات، ولكن هناك وعلى عمق 100 - 115 كم تقريباً تحت سطح الأرض، يوجد المستوى الذي تتوازن فيه كل التأثيرات رغم اختلاف كثافة المكونات فوق هذا المستوى حتى سطح الأرض، وأطلق عليه عمق التعويض (D) Depth of Compensation، فعلى سبيل المثال؛ لو افترضنا أن صخور القشرة الأرضية ذات الكثافة (2.67) جم/سم³، وهي تطفو على مواد أكثر كثافة (3.0) جم/سم³، كما هو موضح بالشكل (13.4)، وارتفاع الجبال فوق سطح الأرض (h)، نجد أن العمق الذي تتوازن عنده الكتل تحت القارات يعادل تقريباً 8 أضعاف ارتفاع الجبال فوق سطح الأرض.

$$D = 2.67 / (3.0 - 2.67) \sim 8 h$$



الشكل 13.4: يوضح حساب عمق التعويض

أما بالنسبة لحساب عمق التعويض تحت المحيطات، فنجد أن كثافة مياه البحار تساوي (1.03) جم/سم³، وفرق الكثافة بين مياه البحار وصخور القشرة تحسب على النحو التالي، كما

$$D = (2.67 - 1.03) / (3.0 - 2.67) \sim 5 h$$

في الشكل أعلاه: $D = (2.67 - 1.03) / (3.0 - 2.67) \sim 5 h$ نستنتج من ذلك أن عمق التعويض تحت المحيطات $= 5 h$ ، وتحت القارات $= 8 h$. فلو كان معدل عمق المحيطات في العالم $= 4$ كم تقريباً، فإن هذا يعني أن سمك القشرة المحيطية يجب أن تكون أقل سماكة من القشرة القارية بمقدار 20 كم على الأقل.

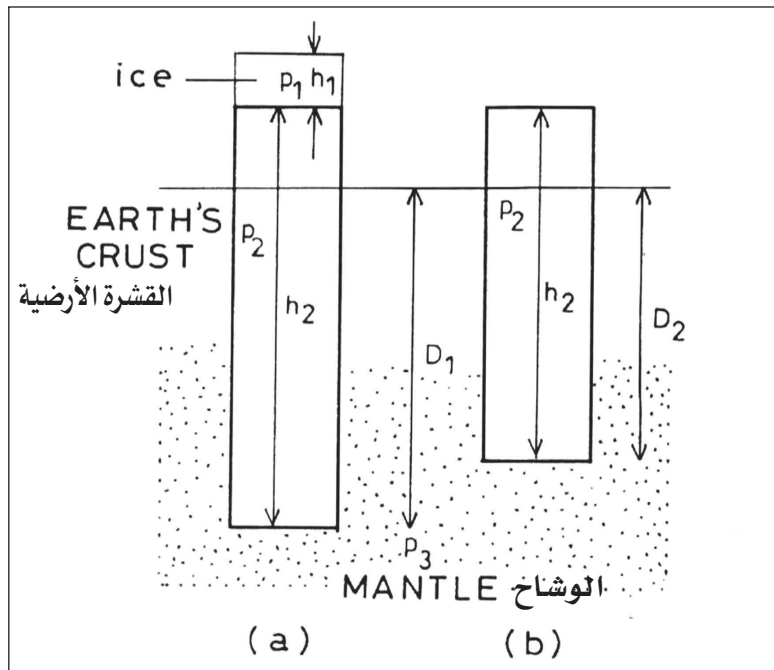
ولو افترضنا أن قشرة الأرض هي في وضع اتزان في الحالتين الموضحتين في الشكل المرفق، الأولى: مع وجود كتلة جليدية، والأخرى بدون كتلة جليدية، فإننا نجد:

في الحالة الأولى: وجود كتلة جليدية (الشكل 14.4)

$$\rho_1 h_1 + \rho_2 h_2 = \rho_3 D_1$$

في الحالة الثانية: بدون كتلة جليدية

$$\rho_2 h_2 = \rho_3 D_2$$



الشكل 14.4: حساب عمق التعويض مع وجود كتلة جليدية (a) وبدون كتلة جليدية (b)



وبطرح المعادلتين السابقتين نجد أن

$$\rho_1 h_1 = \rho_3 (D_1 - D_2)$$

وبالتالي فإن سمك الكتلة الجليدية

$$h_1 = \rho_3 (D_1 - D_2) / \rho_1$$

$(D_1 - D_2)$ تمثل كمية رفع الأرض.

يتضح مما سبق أهمية تصحيح الجاذبية للضغط المتوازن isostasy لحساب الشكل

والحجم الحقيقي للأرض.



Solved Problems مسائل محلولة



إذا كانت قيمة الجاذبية المعطاة عند محطة القاعدة = 980.30045 جال، وقيمة الجاذبية عند محطة ما بالنسبة للقاعدة = +5.65 ميلجال، والجاذبية النظرية عند خط عرض معين = 980.30212 جال، وارتفاع المحطة = 100 متر فوق مستوى سطح البحر، وكثافة الصخور فوق سطح البحر = 2 جم/سم³، وتأثير التضاريس = 0.15 مليجال. احسب شاذة الهواء الحر وشاذة بوجير؟

1

شاذة الهواء الحر = قيمة الجاذبية المحسوبة - الجاذبية النظرية + تصحيح الهواء الحر.

شاذة بوجير = قيمة الجاذبية المحسوبة - الجاذبية النظرية + تصحيح الهواء الحر - تصحيح بوجير + تصحيح التضاريس.

$$\Delta g_B = g_{obs} - g_{\phi} + C_F - C_B + C_T$$

$$= (980300.54 + 5.65) - (980302.12) + (0.3086 \times 100) - (0.0419 \times 100 \times 2) + 0.15$$

$$g = 980306.19 - 980302.12 + 30.86 - 8.38 + 0.15$$

$$\Delta g_B = 26.55 \text{ mGal} \text{ شاذة بوجير}$$

$$\Delta g_F = g_{obs} - g_{\phi} + C_F$$

$$\Delta g_F = 34.9 \text{ mGal} \text{ شاذة الهواء الحر}$$





إذا كانت قيمة الجاذبية المعطاة عند محطة القاعدة = 980.30045 جال،
وقيمة الجاذبية عند محطة ما بالنسبة للقاعدة = 5.65 + مليجال.
والجاذبية النظرية عند خط عرض معين = 980.30212 جال، وارتفاع
المحطة 100 متر تحت مستوى سطح البحر، وكثافة الصخور تحت
سطح البحر = 2 جم/سم³، وتأثير التضاريس = 0.15 مليجال.
احسب شاذة الهواء الحر وشاذة بوجير؟

2

شاذة الهواء الحر

$$\Delta g_F = 980306.19 - 980302.12 + (0.3086 \times 100) = -26.79 \text{ mGal}$$

شاذة بوجير

$$\Delta g_B = 980306.19 - 980302.12 + (0.3086 \times 100) - (0.0419 \times 2.0 \times 100) + 0.15 = -18.26 \text{ mGal}$$



إذا كانت قيمة الجاذبية المعطاة عند محطة ما بالنسبة للقاعدة = +30
مليجال، وارتفاع المحطة = 150 م فوق محطة القاعدة وتقع على بعد
1000 م شمال محطة القاعدة. وتأثير خط العرض = 0.00025
مليجال/م، وكثافة الصخور = 1.8 جم/سم³، وتأثير التضاريس = 0.05
مليجال. احسب شاذة الهواء الحر وشاذة بوجير؟

3

$$\Delta g_F = \Delta g_{\text{obs-g}\phi} + C_F$$

$$\Delta g_F = 30 - (0.00025 \times 1000) + (0.3086 \times 150)$$

$$\Delta g_F = 30 - 0.25 + 46.29 = 76.04 \text{ mGal} = \text{شاذة الهواء الحر}$$

$$\Delta g_B = g_{\text{obs}} - g_{\phi} + C_F - C_B + C_T$$

$$= 76.04 - (0.0419 \times 1.8 \times 150) + 0.05$$

$$= 0.05 + 11.313 - 76.04 = 64.777 \text{ mGal} = \text{شاذة بوجير } \Delta g_B$$



إذا كانت قيمة الجاذبية المعطاة عند محطة ما بالنسبة للقاعدة = -12.5 مليجال. وارتفاع المحطة = 100 م تحت مستوى محطة القاعدة، وبعدها 2000 م جنوب محطة القاعدة. وتأثير خط العرض = 0.00025 مليجال/م، وكثافة الصخور = 1.8 جم/سم³، وتأثير التضاريس = 0.1 مليجال. احسب شاذة الهواء الحر وشاذة بوجير؟

4

$$\Delta g_F = g_{obs} - g_\phi + C_F$$

$$= -12.5 - (0.00025 \times 2000) + (0.3086 \times 100)$$

مليجال شاذة الهواء الحر = -12.5 + 0.5 - 30.86 = -42.86

$$\Delta g_B = g_{obs} - g_\phi + C_F - C_B + C_F$$

$$\Delta g_B = -42.86 - (0.0419 \times 1.8 \times 100) + 0.1$$

$$\Delta g_B = -42.86 + 7.542 + 0.1$$

مليجال شاذة بوجير $\Delta g_B = -35.218$



استناداً إلى مبدأ التوازن الأيزوستاتيكي. احسب عمق التعويض تحت المنطقة الجبلية والبحرية من خلال المعطيات التالية:

ارتفاع الجبل $h = (2)$ كم.

ارتفاع البحر $h' = (1.5)$ كم.

كثافة الأرض $P = (2.6)$ جم/سم³.

كثافة الجذور العكسية $P' \text{ Antiroot} = (3.3)$ جم/سم³.

كثافة الماء = (1.03) جم/سم³.

سمك الأرض $T = (30)$ كم.

5

سمك الجذور تحت الجبال. $t = 2.6 \times 2 / 3.3 - 2.6 = 7.43$ km

سمك الجذور العكسية تحت البحر. $t' = (2.6 - 1.03) \times 1.5 / 3.3 - 2.6 = 3.36$ km

عمق التعويض في الجبال. $T_c = T + h + t = 30 + 2 + 7.43 = 39.43$ km

عمق التعويض في البحر. $T_s = T - t' - h' = 30 - 3.36 - 1.5 = 25.14$ km





إذا زادت كثافة الأرض بنسبة 20% ونقص نصف قطرها بنسبة 20% أيضاً. ما هي القيمة الجديدة للجاذبية على سطح الأرض؟

6

$$F = (GMm)/(R^2),$$

$$M = \rho \cdot (4/3) \cdot \pi \cdot (R^3).$$

حيث ρ تمثل كثافة كتلة الأرض و R تمثل نصف قطر كتلة الارض

Now the new $\rho' = 1.2(\rho)$ as the density is increased by 20%, $R' = 0.8(R)$ as the radius is decreased by 20%,

the new mass $M' = \rho' \cdot (4/3) \cdot \pi \cdot (R'^3) = (1.2) \cdot (0.8^3) \cdot \rho \cdot (4/3) \cdot \pi \cdot (R^3)$

$$(M'/M) = (1.2) \cdot (0.8^3).$$

$$F' = (GM'm)/(R'^2) \quad \text{قوة التجاذب الجديدة تساوي}$$

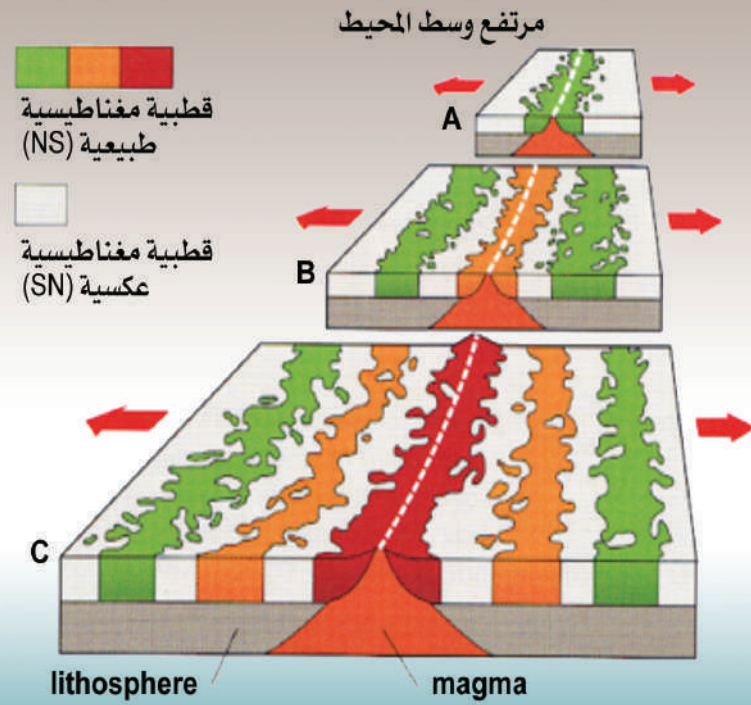
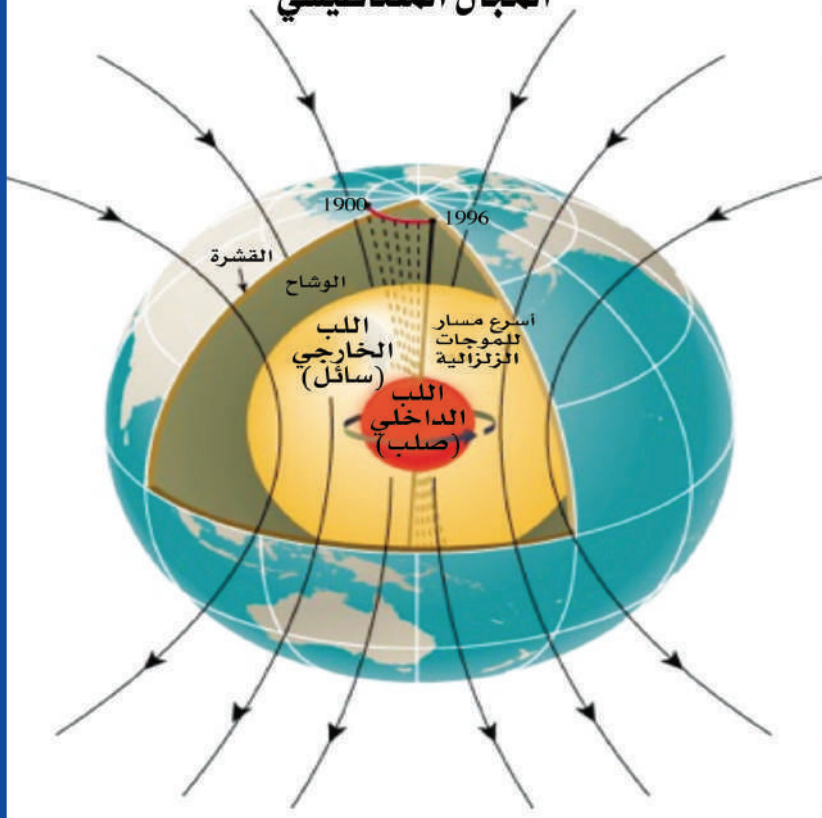
$$(F'/F) = (M' \cdot (R^2))/(M \cdot (R'^2)) = (M'/M) \cdot ((R/R')^2) = (1.2) \cdot (0.8^3) \cdot (1/(0.8^2))$$

$$= (1.2) \cdot (0.8) = 0.96 .$$

هذا يعني أن قوة التناقل (التجاذب) تمثل 0.96 مضروبة في أصل قوة الجاذبية. وبالتالي فإن القيمة الجديدة للجاذبية تساوي:

$$g' = 9.408 \text{ m/s}^2$$

المجال المغناطيسي



الفصل الخامس

الاستكشاف المغناطيسي Magnetic Exploration

مقدمة

يعتبر الاستكشاف المغناطيسي من أقدم طرق الاستكشاف الجيوفيزيائي في الكشف عن البترول والمعادن. حيث أنه يستخدم في تعيين العمق إلى صخور القاعدة Basement Rocks، وبالتالي تحديد نطاق الأحواض الرسوبية. يستخدم المسح المغناطيسي في قياس التغير في شدة المجال المغناطيسي للأرض من مكان لآخر، بسبب اختلاف التراكيب الجيولوجية، والتغيرات الطبوغرافية لأسطح صخور القاعدة، والقابلية المغناطيسية Magnetic Susceptibility لهذه الصخور أو الصخور النارية أو المتحولة التي تحتوي في العادة على نسب أعلى من معدن المانيتايت



Magnetite ذي الخواص المغناطيسية، أو الصخور القريبة من سطح الأرض. تستخدم أجهزة القياس المغناطيسية في المسح المغناطيسي على اليابسة، ومن الطائرة أو من السفن، بغرض تحديد سمك الطبقات الرسوبية الحاملة للبترو، أو المعادن المغناطيسية.

من ناحية أخرى، يمكن أن يستخدم الاستكشاف المغناطيسي في البحث عن المعادن سواء بطريقة مباشرة كالمعادن المغناطيسية أو بطريقة غير مباشرة كالمعادن غير المغناطيسية التي توجد في الطبيعة مصاحبة لمعادن أخرى لها تأثيرات مغناطيسية يمكن الكشف عنها والتعرف عليها.

وحديثاً، تستخدم الأقمار الصناعية في رسم الخرائط الكنتورية الخاصة بتغيرات شدة المجال المغناطيسي؛ لتحديد التراكيب الجيولوجية في مناطق المسح المغناطيسي، وخاصة أماكن الطيات والصدوع، في القشرة الأرضية، التي يرجح وجود تجمعات البترول فيها، وحساب أعماق صخور القاعدة Basement Rocks، بما يساعد في تقدير سمك الطبقات الرسوبية وامتدادها، وكذا التعرف على تداخلات الصخور النارية بين هذه الطبقات الرسوبية.

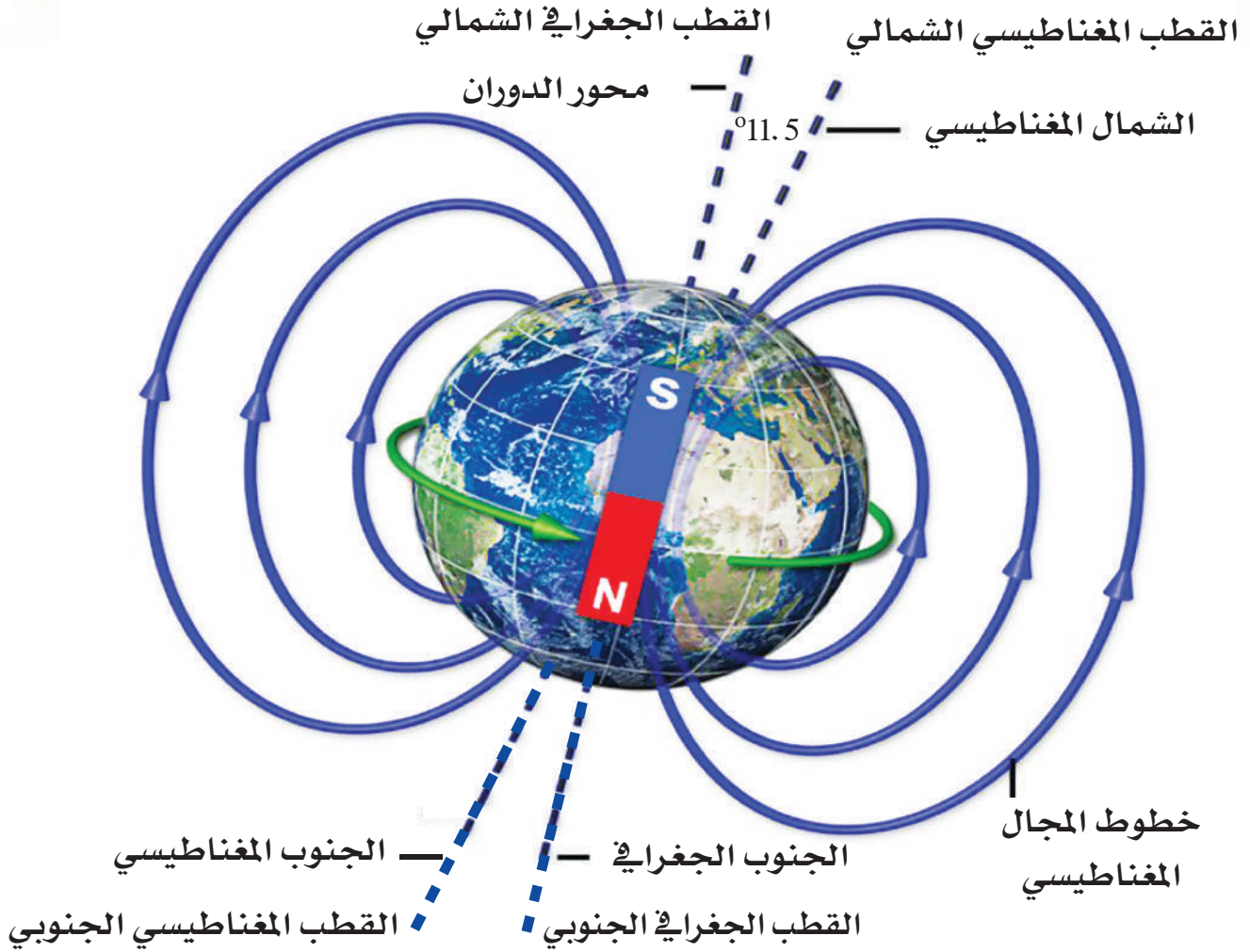
وفي الغالب يطلق على طريقتي الجاذبية (الثقلية) والمغناطيسية بطرق الجهد، حيث أن كلتي الطريقتين تتشابهان في الاستفادة من مجالات الجهد والبحث عن الشاذات الناتجة من الاختلاف في الخواص الفيزيائية للصخور تحت سطحية، وعلى الرغم من أن كلتا الطريقتين لها تطبيقات مماثلة في البحث عن البترول والمعادن، غير أن الطريقة المغناطيسية أكثر تعقيداً، فالخاصية المغناطيسية للصخر وهي شاذة التمغنط، كمية متجهة، أي هي ذات مقدار واتجاه، في حين أن الخاصية التي تتحكم في جاذبية الصخر نفسه، وهي الكتلة (التي تعتمد على الكثافة) لها مقدار فقط، وبينما تتضمن القوى المغناطيسية تجاذباً وتنافراً، فإن قوى الجاذبية تتضمن تجاذباً فقط، كذلك فإن التأثيرات المغناطيسية للصخور تتأثر بدرجة كبيرة بمغناطيسية نسبة قليلة جداً من المعادن (المعادن المغناطيسية)، في حين أن تأثيرات الجاذبية تنشأ أساساً من المكونات الأولية للصخور.

1.5 المجال المغناطيسي الأرضي

من المعروف أن الكرة الأرضية لها قطبان شمالي وجنوبي، وقد يظن البعض بأن الوصول إلى الشمال الجغرافي يكفي باتباع جهة إبرة البوصلة، ولكن هذا الكلام غير دقيق، حيث تتأثر البوصلة بالحقل المغناطيسي الذي يحيط بالأرض، وهو المسؤول عن حماية الكوكب من الإشعاعات الكونية والجزئيات المشحونة.

يشير الشمال الجغرافي إلى القطب الشمالي للأرض، الذي يطلق عليه أيضاً الشمال الحقيقي، حيث يمر المحور الذي تدور حوله الأرض عبر القطبين الشمالي والجنوبي، ويقع القطب الشمالي على خط عرض 90 درجة شمالاً، وتلتقي فيه جميع خطوط الطول، كما ويقع على بعد 725 كم شمال غرينلاند. أما الشمال المغناطيسي، فهو الشمال الذي تشير إليه إبرة البوصلة، إذ أن الأرض عبارة عن مغناطيس كبير، يشير فيها القطب المغناطيسي الشمالي إلى نقطة في جزيرة إليسمير Ellesmere Island الواقعة في شمال كندا، التي تدخل منها خطوط المغناطيسية الشمالية إلى الأرض. وحسب القياسات التي تم إجراؤها في عام 2015 م، تبين أن القطب الشمالي المغناطيسي للأرض يقع عند نقطة إحداثياتها ($N 86.3^\circ$, $W 160^\circ$)، إلا أن هذا الموقع لا يعتبر ثابتاً، وإنما يتغير يومياً بمعدل طفيف. وكثيراً ما يُصور المجال المغناطيسي على أنه مغناطيس ذو قطبين، يميل محوره حوالي 11.5 درجة عن محور دوران الأرض (الشكل 1.5).





الشكل 1.5 : يوضح العلاقة بين الشمال المغناطيسي والشمال الجغرافي وأقطابهما

كما أن القطب الشمالي المغناطيسي يتحرك سنوياً بمعدل بضعة كيلومترات، وهي الظاهرة التي تدعى بالتحول القطبي Polar Shift، وتسمى الخطوط التي لا يوجد فيها انحراف (أي انحرافها صفر) بخطوط الانطباق Agonic Line، إذ تأخذ هذه الخطوط مسارات متغيرة مع الوقت في المجال المغناطيسي الأرضي، ومن الحوادث التي تسجل في التاريخ حالياً، انطباق

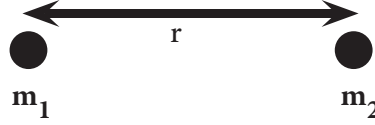
الشمال الجغرافي على الشمال المغناطيسي لأول مرة في منطقة خط الطول الأول Prime Meridian (خط جرينيتش)، حيث أشارت الإبرة المغناطيسية إلى الشمال الجغرافي مباشرةً. في عام 1820م، اكتشف الدانماركي أورستد Orested أن التيارات الكهربائية تولد مجالات مغناطيسية، وأن التأثيرات المغناطيسية يمكن أن تنشأ من تأثيرات كهربائية. وفي عام 1831م اكتشف العالم الإنجليزي فارادي Faraday أن المغناطيس المتحرك بالقرب من سلك يحرض تياراً كهربائياً في ذلك السلك، وهو الأثر العكسي لما اكتشفه أورستد؛ فبينما بين أورستد أن التيار الكهربائي يصنع حقلاً مغناطيسياً، فإن فارادي بين أن بإمكان الحقل المغناطيسي أن يصنع تياراً كهربائياً. وتحقق التوحيد الكامل لنظريات الكهرباء والمغناطيسية على يد الفيزيائي الإنجليزي جيمس كلارك ماكسويل J.C. Maxwell، الذي تنبأ بوجود الأمواج الكهرومغناطيسية وعرف الضوء أنه ظاهرة كهرومغناطيسية.

ينص قانون أمبير Ampere's Law على أن التكامل الخطي لشدة الحث المغناطيسي مأخوذ عند كل منحنى مغلق، أياً كان شكله وفي أي وسط كان، يساوي التيار الكلي المار خلال المساحة التي يطوقها المنحنى مضروباً في ثابت نفاذية ذلك الوسط. إن القوة المغناطيسية بين قطبين مغناطيسيين هي ذلك التأثير المتبادل بين القطبين سواء بالتناظر إذا تشابه القطبان أو بالتجاذب إذا اختلفا، وتقدر هذه القوة بوحدة يطلق عليها النيوتن (N) حسب النظام العالمي للوحدات SI، وفي نظام (سم، جم، ث) C.g.S للوحدات، هناك وحدة أصغر هي الداين. خطوط القوة المغناطيسية هي خطوط مغلقة، لأنه لا يمكن أن يوجد قطب مغناطيسي منفرد عملياً، على عكس المجال الكهربائي الذي يمكن أن تتواجد فيه شحنة كهربائية منفردة، حيث يكون خطأً مفتوحاً ينتهي نظرياً في ما لا نهاية. إن عدد خطوط القوة المغناطيسية في وحدة المساحة، التي تجتاز سطحاً معامداً لمجال مغناطيسي قريب من نقطة ما، تسمى بشدة المجال المغناطيسي في تلك النقطة، والعدد الكلي لخطوط القوة المغناطيسية التي تجتاز السطح تُسمى بفيض المجال المغناطيسي Magnetic Flux .

أوضح كولوم 1785م، أن قوة التجاذب والتنافر بين جسمين مشحونين كهربائياً وبين قطبين مغناطيسيين أيضاً يمثلان قانون المربع العكسي، وهو مشابه لقانون الجاذبية الذي اشتقه نيوتن. يعبر عن القوة المغناطيسية (F_m) بين قطبين مغناطيسيين منفردين بالمعادلة التالية:



$$F = \frac{1}{\mu} \frac{m_1 m_2}{r^2}$$



حيث أن (μ) ثابت يعرف بالنفاذية المغناطيسية، وقيمتها = 1 للفراغ والهواء. $(m_2$ و $m_1)$ تمثل قوة أو شدة القطبين المنفردين المغناطيسيين و (r) المسافة بين القطبين. إذا كان القطبان متشابهين فإن القوة بين القطبين تكون قوة تنافر أو تباعد، وإذا كانا متناقضين القوة تكون قوة تجاذب. ومن خلال مبدأ كولوم (Coulomb's Law) يرمز للقوة ب نيوتن (N).

$$\bar{H} = \frac{\bar{F}}{m_1}, \text{ or } \bar{H} = \frac{m}{\mu r^2} \quad (\text{analog } \bar{g} = \frac{Gm}{r^2})$$

نفاذية الوسط $\mu = 4 \pi \times 10^{-7}$

وحدة قياس شدة المجال المغناطيسي هي الأورستد Orested ويرمز لها ب (Oe). ولكن الأورستد (Oe) تعتبر وحدة كبيرة جداً في الاستكشاف المغناطيسي، ذلك أن تغيرات الشدة المغناطيسية التي تهمنا تكون غالباً أجزاء من الألف من الأورستد. وبالتالي فإن الجاما (g) التي تساوي 10^{-5} Oe (الجاما تكافئ النانوتسلا) تكون أكثر ملائمة، وبالتالي أصبحت أكثر شيوعاً لقياس التغيرات في شدة المجال المغناطيسي الأرضي.

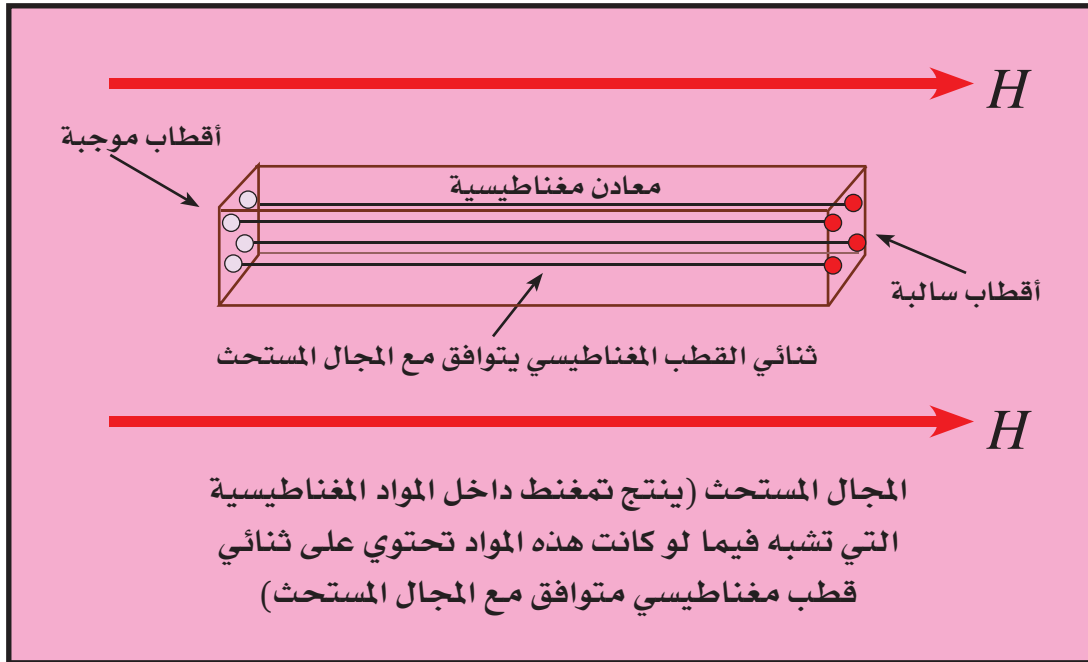
$$1 \text{ gamma} = 10^{-5} \text{ Orested} = 1 \text{ nT}$$

كذلك يتم قياس المجال المغناطيسي (B) بالفولت لكل متر مربع (Volt/m^2) أو (Weber/m^2)، وتسمى هذه الوحدة في نظام وحدات الـ S.I. بالتسلا. أما في نظام الـ c.g.s. فتقاس شدة المجال المغناطيسي بالجاسوس

(Gauss)، علماً أنّ $G = 10^{-4}$ Tesla (تسلا) هي وحدة كبيرة لا يمكن استخدامها للتعبير عن الشاذات الصغيرة، ولهذا فإن الوحدة الصغيرة نانوتسلا (Nanotesla-nT) هي الشائعة الاستعمال في قياسات المغناطيسية، مع العلم بأنّ $nT = 10^{-9} T$. عملياً، في نظام الـ c.g.s تقاس شدة المجال المغناطيسي بالجاما (γ) (Gamma) بدلاً من الجاوس (G) (Gauss)، حيث أنّ $\gamma = 10^5 G$. وتعتبر المجالات المغناطيسية عموماً صغيرة، وتتراوح ما بين 20,000 nT و 60,000 nT

2.5 الحث المغناطيسي Magnetic Induction

عندما يتم وضع مادة مغناطيسية كالحديد مثلاً داخل مجال مغناطيسي (H)، فإن المادة المغناطيسية تنتج مغنطتها الخاصة. هذه الظاهرة تسمى المغناطيسية المستحثة. من الناحية العملية، يبدو المجال المغناطيسي المستحث كما لو أنه يتم إنشاؤه بواسطة سلسلة من ثنائيات الأقطاب المغناطيسية الموجودة داخل المادة المغناطيسية الموجهة بالتوازي مع اتجاه المجال المستحث (H). تسمى قوة المجال المغناطيسي الناجم عن المادة المغناطيسية الناتجة عن المجال المستحث شدة التمغنط (I)، (الشكل 2.5).



الشكل 2.5 : يوضح المجال المغناطيسي المستحث وارتباطه بثنائيات الأقطاب



ترتبط شدة التمغنط بقوة المجال المغناطيسي الحثي من خلال ثابت تناسب يعرف بالقابلية المغناطيسية (K) Magnetic Susceptibility (K)

$$I = k H$$

القابلية المغناطيسية (K): هي مؤشر لمدى تمغنط المادة في حال طُبِقَ عليها مجالٌ مغناطيسي، وهي كمية بدون وحدة قياس، وتُمثل رياضياً بأنها النسبة بين شدة التمغنط (I) إلى المجال المغناطيسي (H). يزداد مقدار مغنطة المادة كلما زادت درجة قابليتها المغناطيسية، فالمغناطيس القوي يجب أن يكون ذا قابلية كبيرة. تعتمد قيمة القابلية المغناطيسية (K) على حالة التمغنط وشدة التشبع الممغنط والإجهاد الداخلي والشكل وطريقة التشتت وحجم الحبيبات.

يعبر عن شدة التمغنط (I) بالعلاقة بين العزم المغناطيسي (M) والحجم (V)

$$I = M / V$$

حيث يمثل العزم المغناطيسي (M): شدة القطب (m) مضروباً في طوله (L) $M = mL$

3.5 أنواع التمغنط Types of Magnetization

نتيجة التركيب الداخلي لجزيئات المادة، وسلوك الإلكترونات التي تدور حول الذرات، ثم ترتيب هذه الذرات والجزيئات داخل البلورة الواحدة، فإن المواد تسلك سلوكاً مغناطيسياً متنوعاً عند تعرضها لمجال مغناطيسي خارجي. ونتيجة لهذا السلوك، تنقسم المواد إلى ثلاثة أنواع أساسية بناء على قابليتها للتمغنط إلى:

1.3.5 دايامغناطيسية Diamagnetic

هي المواد التي تميل إلى الابتعاد عن المجال المغناطيسي مهما كان اتجاهه، وإذا أتاحت لها حرية الدوران فإنها تجعل أطوال محاورها متعامدة على خطوط المجال المغناطيسي، ومن هذه المواد (الغازات الخاملة، والنحاس، والألماس، والذهب، والسيليكون، والفضة، والماء، والنتروجين، والزنابق، والهيدروجين). إن أصل خاصية الدايامغناطيسية هو الحركة المدارية لإلكترونات الأغلفة المشبعة حول النواة، والتي تستحدث نتيجة تسليط مجال مغناطيسي مؤثر على المادة، إذ أن المجال المغناطيسي الخارجي يحدث تغييراً في حركة الإلكترونات، وبالتالي يحدث تغييراً في العزوم المغناطيسية لتلك الإلكترونات، وهذا يدل على أن هذه الإلكترونات لا تمتلك عزوماً مغناطيسية قوية ودائمة، بل عزوماً مغناطيسية ضعيفة تزول بزوال المجال المغناطيسي المؤثر. ويلاحظ في حالة المواد الدايامغناطيسية أن خواصها المغناطيسية لا تتأثر بتغير درجة الحرارة. معادن الدايامغناطيسية ذات قيم سالبة للقابلية المغناطيسية ($K \leq 0$). وقد تصل إلى قيم صغيرة جداً، لدرجة يمكن إهمالها. في هذه المواد، تكون شدة المجال المستحث عكس اتجاه شدة المجال المغناطيسي (H)، وتكون كثافة الفيض flux density Φ_M أقل منها في حالة الفراغ. وتتميز هذا المواد أيضاً بأن معامل نفاذيتها أقل من الواحد، ويعتبر معدن الكوارتز مثلاً جيداً لهذا النوع من المواد.

2.3.5 بارامغناطيسية Paramagnetic

هذه المواد تميل للحركة من المناطق الضعيفة في المجال المغناطيسي إلى المناطق القوية، وبمعنى آخر، فإنها تنجذب نحو المغناطيس، وإذا كانت حرة الدوران اتجهت أطوالها باتجاه



يوازي المجال المغناطيسي المؤثر. ومن هذه المواد (الألمنيوم، والتنجستن، والكالسيوم، والصوديوم، والأكسجين، والتيتانيوم). نفاذيتها أكبر من الواحد، وقابليتها المغناطيسية موجبة، وتمتلك عزوماً مغناطيسيةً دائمةً تأخذ اتجاهاً موازياً للمجال المغناطيسي، ويمكن مغنطتها، مع أن استجابتها للمغطة متوسطة. ويرجع سبب هذا أن العزوم المغناطيسية لهذه الذرات ترتب نفسها جزئياً في اتجاه المجال الخارجي. وتوجد هذه الخاصية في معادن مختلفة، من أشهرها: البيوتيت، والهورنبلند، والبيروكسين كما هو موضح في (الجدول 1.5).

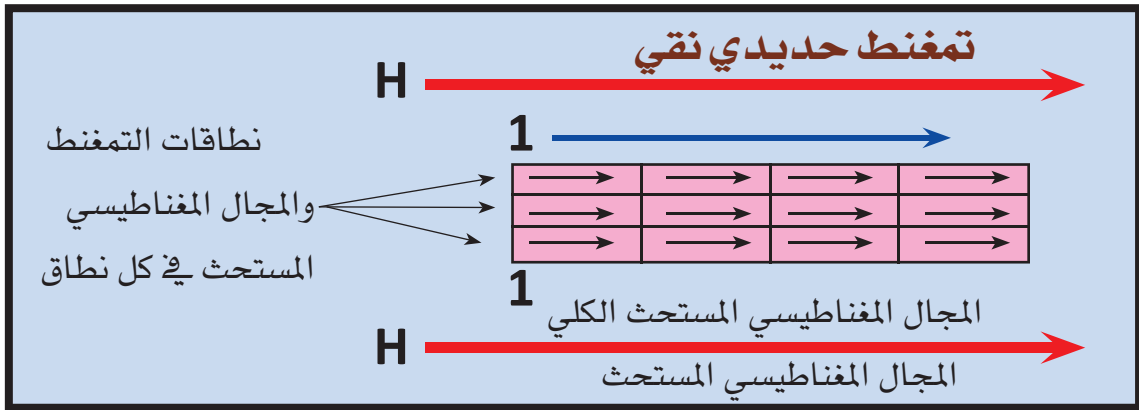
ويلاحظ أن القابلية المغناطيسية تعتمد على درجة الحرارة في حالة المواد البارامغناطيسية، إذ هي تقل كلما ارتفعت درجة الحرارة (تتناسب عكسياً مع درجة الحرارة)، ويرجع ذلك إلى إن الإثارة الحرارية الناتجة عن ارتفاع درجة الحرارة تعمل على بعثرة اتجاه العزوم المغناطيسية، في حين يعمل المجال المغناطيسي على انتظامها في اتجاهه، ومن ثم تعاكس الحرارة عملية انتظام العزوم المغناطيسية التي يسببها المجال المغناطيسي. وفي حالة وجود مجال مغناطيسي ذي قيمة معقولة فإن علاقة القابلية المغناطيسية مع درجة الحرارة ستكون علاقة خطية. ويعرف هذا بدرجة حرارة كوري Curie Temperature وهي عبارة عن درجة الحرارة التي تفقد عندها المعادن مغناطيسيتها. ولما كانت أغلب أنواع الصخور تتكون من مجموعات من معادن مختلفة، فلا تمثل درجة حرارة كوري في الصخور درجة حرارة محددة، بل تمثل مدى حرارياً معيناً. تعتمد درجة حرارة كوري في الصخور على التركيب الكيميائي الأصلي فضلاً عن عمليات الأكسدة والاختزال التي تتعرض لها عبر عمرها الزمني، حيث تؤثر عمليات الأكسدة عادة في زيادة درجة حرارة كوري، في حين تؤثر عمليات الاختزال في إنقاصها.

3.3.5 التمغنت / المغناطيسية الحديدية Ferromagnetism

وهي المواد التي تمتلك مغناطيسية دائمة وتتأثر بالمجال المغناطيسي الأرضي، وتنشأ خاصية التمغنت الحديدي من الإلكترونات المنفردة ذات العزم المغناطيسي الدائم أو من تراصف هذه العزوم بقوة وباتجاه واحد. تتميز هذه المواد بوجود تمغنت متبق حتى لو لم يؤثر عليها مجال مغناطيسي خارجي بسبب ميل العزوم المغناطيسية للذرات، وهي تترتب موازية بعضها لبعض نتيجة لتبادل الطاقة الداخلية، ومن أمثلة هذه المواد: الحديد، والكوبلت، والنيكل. وكما الحال مع البارامغناطيسية، لا يُلاحظ التمغنت الحديدي إلا عند درجات حرارة أقل من درجة حرارة كوري (Curie temperature). هناك ثلاثة أنواع من التمغنت الحديدي:

1- التمغنت/المغناطيسية الحديدية النقية Pure Ferromagnetism

وفيه تكون محاذاة اتجاهات دوران الإلكترون داخل كل مجال تقريباً في اتجاه مواز لاتجاه مجال الحث الخارجي. المواد المغناطيسية النقية لها حساسية كبيرة (تقترب من 1). المعادن المغناطيسية غير موجودة، ولكن الحديد والكوبالت والنيكل أمثلة على العناصر المغناطيسية الشائعة (الشكل 3.5).

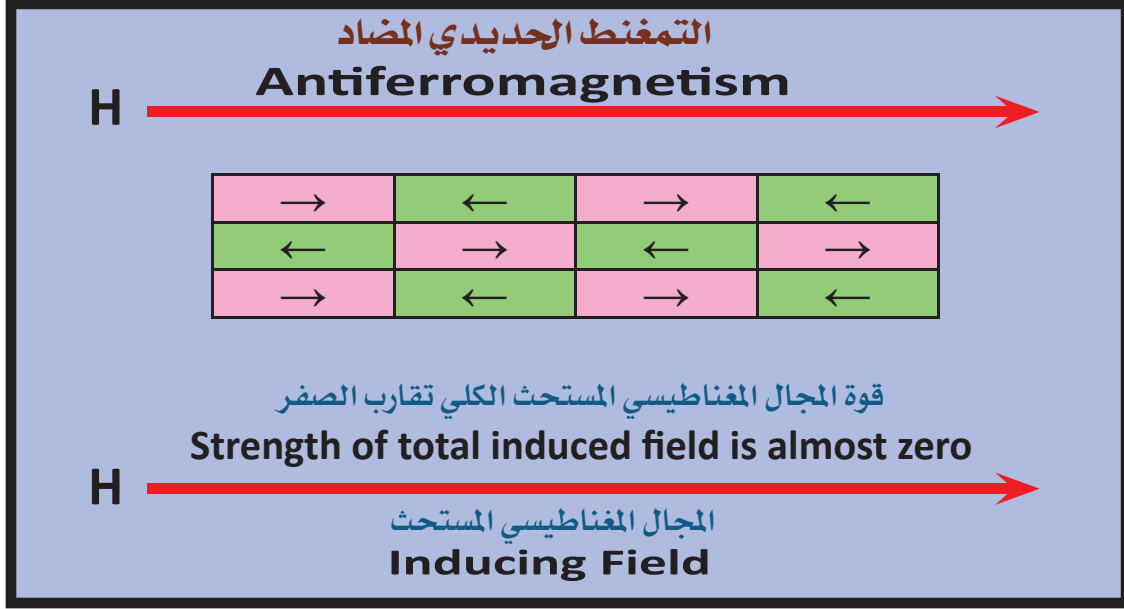


الشكل 3.5: يوضح التمغنت الحديدي النقي الموازي لاتجاه المجال المستحث

2- التمغنت/المغناطيسية المضادة Anti ferromagnetism

وفيه تكون اتجاهات محاذاة دوران الإلكترون داخل المجالات المتجاورة متعاكسة، والوفرة النسبية للمجالات مع كل اتجاه دوران متساوية تقريباً. قوة المجال المغناطيسي المستحث تقارب الصفر، وبالتالي فإن قابلية المواد المغناطيسية المضادة تكاد تكون معدومة. يعتبر معدن الهيماتيت Hematite مادة مغناطيسية مضادة (الشكل 4.5).

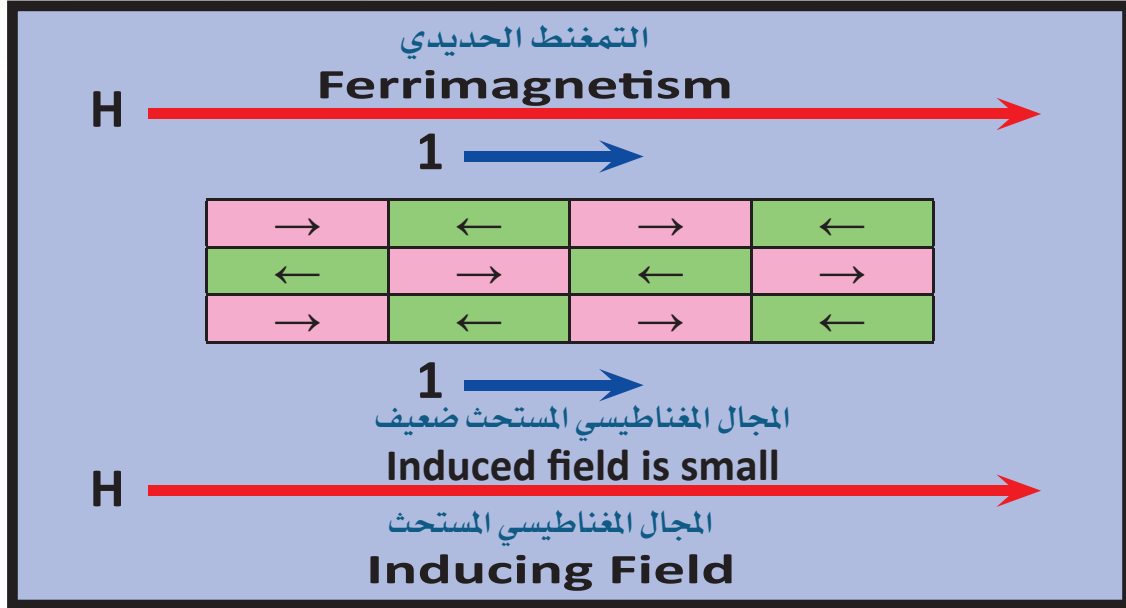




الشكل 4.5 : يوضح التمعنت الحديدية المضاد، وقوة المجال المغناطيسي المستحث الكلي تقارب الصفر

3 - التمعنت/المغناطيسية الحديدية (Ferrimagnetism)

تتميز مواد هذه الخاصية بأن العزوم المغناطيسية لذراتها متعاكسة في اتجاهها، ولكن مقدار متجهات التمعنت فيها غير متساوية، بحيث ينتج تمغنتاً نهائياً كمحصلة للمتجهات المغناطيسية. ولهذه المواد تمغنت متبقٍ يُفقد لو سخنت المادة حتى درجة حرارة كوري، حيث تتحول المادة إلى الخاصية البارامغناطيسية. قابلية المواد المغناطيسية صغيرة وإيجابية. أهم معادن التمعنت الحديدي هي المعادن المغناطيسية، وتشمل: المانيت، والتيتانومانيت، والإلمايت، والبيروتايت (الشكل 5.5).



الشكل 5.5: يوضح التماغنت الحديدي ويكون فيه المجال المستحث موازياً وضعيفاً

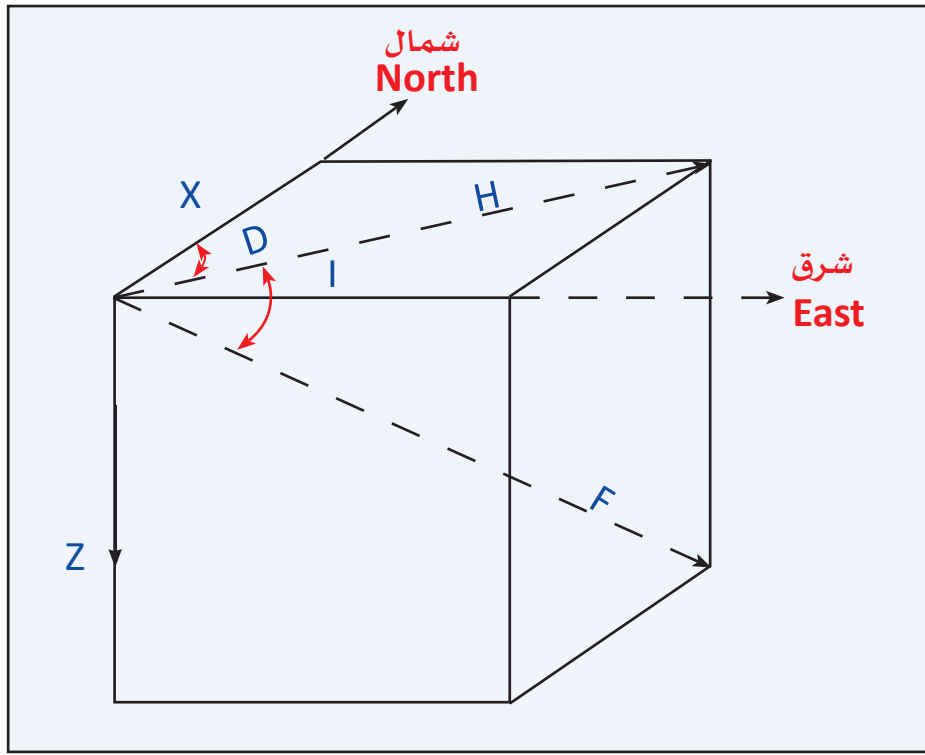
الجدول 1.5 يوضح خصائص تمغنت الصخور وأمثلة على ذلك

الدايامغناطيسية Diamagnetic Rocks	البارامغناطيسية Paramagnetic Rocks	التمغنت الحديدي Ferromagnetic Rocks	الخاصية المغناطيسية
صغيرة جداً وسالبة	صغيرة جداً وموجبة	كبيرة جداً وموجبة	قابلية التماغنت
- التماغنت ضعيف في اتجاه المجال المغناطيسي.	- تمغنت ضعيف في اتجاه المجال المغناطيسي.	- تتمغنت بشدة في اتجاه المجال المغناطيسي الأقوى.	طريقة التماغنت
- ابتعاد عن المجال المغناطيسي القوي.	- إنجذاب ضعيف بإتجاه المجال المغناطيسي الأقوى.	- إنجذاب بشدة بإتجاه المجال المغناطيسي الأقوى.	الاحتفاظ بالمغنة بعد زوال المؤثر
احتفاظ بجزء من المغنة	لا احتفاظ بجزء من المغنة	احتفاظ بجزء من المغنة	أمثلة على ذلك
جرمانيوم، سيليكون	ألنيوم، بلاتين، مغنسيوم، نحاس	حديد، نيكل، كوبالت	



4.5 عناصر المجال المغناطيسي الكلي

يعرف اتجاه المجال المغناطيسي الأرضي (F) بأنه الاتجاه التي تتزن فيه الإبرة المغناطيسية لو تركت حرة الحركة تماماً. يميل هذا المتجه (F) على المستوى الأفقي بزاوية (I) تسمى زاوية الميل المغناطيسي Magnetic Inclination، وينحرف عن الشمال الجغرافي بزاوية (D) تسمى زاوية الانحراف المغناطيسي Magnetic Declination (الشكل 5 - 6).



الشكل 6.5 : يوضح عناصر المجال المغناطيسي الكلي

وتكون مركبات Components المجال المغناطيسي الأرضي في اتجاه الشمال الجغرافي (X)، وفي اتجاه الشرق الجغرافي (Y)، وفي الاتجاه الرأسى إلى أسفل (Z)، بحيث تكون محصلة المركبتين (X و Y) هي المركبة الأفقية للمجال المغناطيسي الأرضي Horizontal Components (H). وترتبط مركبات المجال المغناطيسي الأرضي بالعلاقات التالية:

$$F^2 = X^2 + Y^2 + Z^2$$

$$F^2 = H^2 + Z^2$$

$$H = F \cos I$$

$$Z = F \sin I = H \tan I$$

$$X = H \cos D = F \cos I \cos D$$

$$Y = H \sin D = F \cos I \sin D$$

$$Z / H = \tan I$$

$\tan I = 2 \tan \phi \rightarrow$ زاوية خط العرض Latitude
 ظل زاوية الميل المغناطيسي تعادل ضعف ظل زاوية خط العرض

$F = 60,000 \text{ nT}$ عند القطب الشمالي

$F = 70,000 \text{ nT}$ عند القطب الجنوبي

$F = 30.000 \text{ nT}$ عند خط الاستواء

بمعنى أن شدة المجال المغناطيسي عند الأقطاب تعادل ضعفها عند خط الاستواء.

$$F_{\text{القطب}} = 2 F_{\text{خط الاستواء}}$$

5.5 مكونات المجال المغناطيسي الأرضي

يتكون المجال المغناطيسي الأرضي الذي يقاس على الأرض من ثلاثة أجزاء رئيسية:

1.5.5 المجال الرئيسي Main Field

وهو المجال الرئيسي الذي ينشأ داخل الأرض، ويكوّن 90% أو أكثر من قيمة المجال الأرضي، ويمكن تفسير نشأة هذا المجال حسب نظرية دينامو الموائع Hydrodynamo .

وهي النظرية التي ما زالت قائمة حتى الآن، وتلخص هذه النظرية منشأ المجال المغناطيسي الأرضي كالتالي: ينقسم لب الأرض Core إلى لب داخلي صلب Inner Core ولب خارجي سائل



Outer Core. هذا اللب الخارجي السائل متصل من الداخل باللب الصلب ومن الخارج بالوشاح mantle. وبين اللب الداخلي والوشاح فرق كبير جداً في درجة الحرارة، وكلاهما يختلفان في التركيب المعدني. هذا الأمر ينتج عنه تيارٌ كهربيّ قويٌّ كالذي ينشأ في المزدوج الحراري thermocouple، ويسري هذا التيار حول اللب الداخلي للأرض، وينتج عنه مجال مغناطيسي معامد على مستواه، هو أصل المجال المغناطيسي الأرضي. يعتبر هذا المجال من وجهة نظر الاستكشاف المغناطيسي مجالاً مستحثاً Induced Field .

يتم تمثيل اتجاه وحجم هذا المكون من المجال المغناطيسي عند نقطة ما على سطح الأرض بواسطة المتجه المسمى (Fe) كما هو موضح باللون الأحمر، (شكل 7.5).

2.5.5 المجال المغناطيسي الخارجي External Magnetic Field

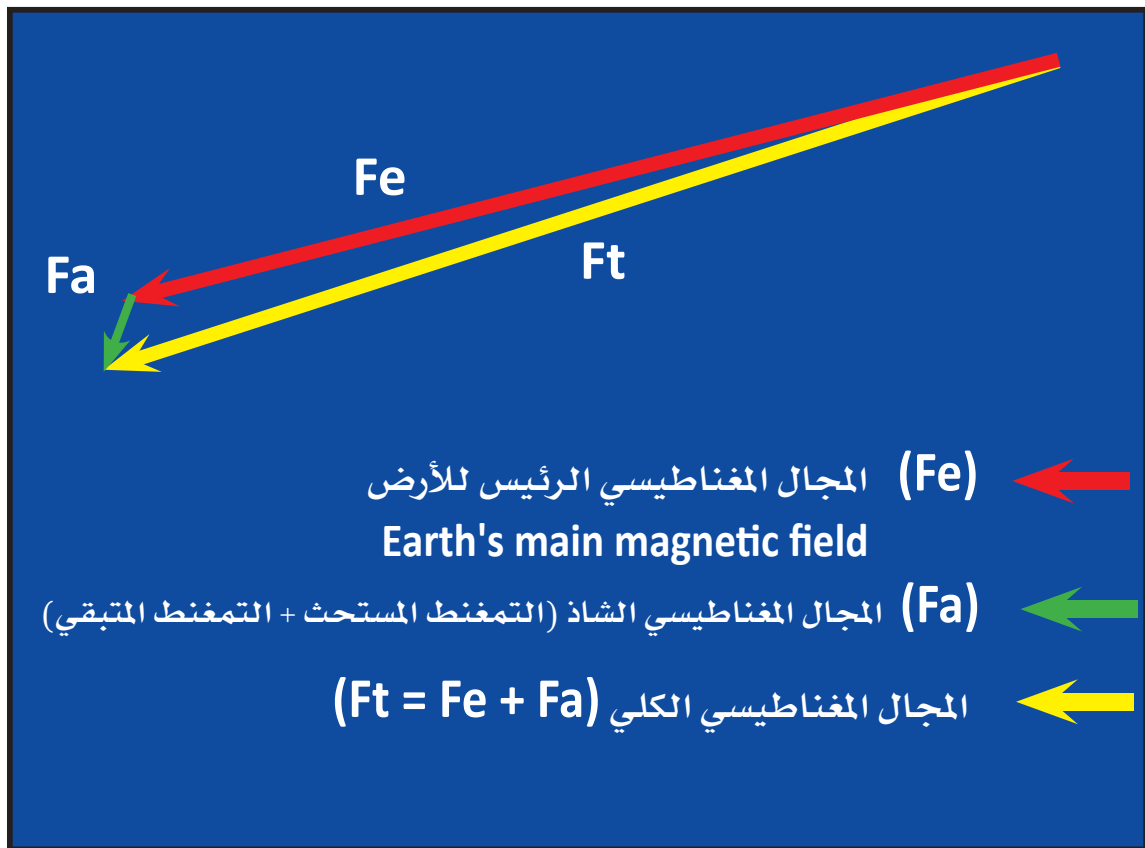
ينشأ الجزء الخارجي من المجال المغناطيسي (10% من المجال الأرضي تقريباً) في الغلاف الأيوني lonosphere. وهو ينشأ نتيجة تحرك الأيونات السالبة والموجبة والصادرة من الإشعاعات الشمسية والكونية داخل الغلاف الأيوني، مما ينشأ عنها تيارات كهربية ويصاحبها مجالات مغناطيسية تسبب في مجملها هذا الجزء الصغير من المجال المغناطيسي الأرضي.

3.5.5 المجال المغناطيسي الشاذ Anomalous Magnetic Field

هو ذلك الجزء من المجال المغناطيسي للأرض الناجم عن الحث المغناطيسي أو ما تبقى من مغنطة في صخور القشرة الأرضية. ويعتبر هذا الجزء محور اهتمام الاستكشاف المغناطيسي. يتم تمثيل اتجاه وحجم هذا المكون من المجال المغناطيسي الشاذ (التمغنت المستحث + التمغنت المتبقي) بواسطة المتجه المسمى (Fa) الموضح باللون الأخضر. أما المجال المغناطيسي الكلي والموضح باللون الأصفر، فيعبر عنه بالرمز (Ft)، وهو عبارة عن مجموع المجال الشاذ (Fa) + المجال المغناطيسي الرئيس للأرض (Fe)

$$(Ft = Fe + Fa)$$

في الغالب يكون (Fe) أكبر بكثير من (Fa) ، كما هو موضح في الشكل 5-7، حيث نجد (50000 نانومتر مقابل 100 نانومتر). إذا كان (Fe) أكبر بكثير من (Fa) ، فسيشير (Ft) تقريباً إلى اتجاه (Fe) نفسه، بغض النظر عن اتجاه (Fa)، وذلك لأن المجال الشاذ (Fa) أصغر بكثير من المجال الرئيس (Fe)، وسيكون (Ft) موازياً تقريباً للحقل الرئيس (Fe).



الشكل 7.5 : يوضح مكونات المجال المغناطيسي الأرضي



6.5 التغيرات في المجال المغناطيسي الأرضي Geomagnetic Field Variations

هناك أنواع مختلفة من التغيرات في المجال المغناطيسي الأرضي منها:

- 1 - تغيرات في المجال الرئيس (الجزء الداخلي) وهي تغيرات تحدث عبر أزمنة طويلة وهي:
 - التغيرات الحقبية Secular Variations: وهو تغير بطيء منتظم في شدة المجال المغناطيسي الأرضي، ينتج عن التغير في اتجاه وشدة دوران اللب الداخلي للأرض.
 - انعكاسات قطبيات المجال المغناطيسي الأرضي Reversals of Geomagnetic Polarities: وهو يبين التغير في اتجاه المجال المغناطيسي عبر الأزمنة الجيولوجية المختلفة وانعكاساته، والتي تنشأ نتيجة انعكاس اتجاه دوران اللب الداخلي للأرض.
- 2 - وهناك تغيرات أخرى تحدث في الجزء الخارجي (الصغير) من المجال المغناطيسي الأرضي ومن هذه التغيرات:

1. التغيرات اليومية Diurnal Variations

وهي من أكثر الدلالات أهمية في الاستكشاف المغناطيسي والأكثر سرعة والأقل تذبذباً، والتي لها دورية طوال اليوم، وسعة متوسطها 25 جاما. يرجع هذا التغير في المجال المغناطيسي الأرضي إلى سببين رئيسين: أحدهما كبير في سعته، وهو ما يسمى «التغير اليومي الشمسي الهادئ»، وله دورته كل 24 ساعة، والآخر أقل في سعته، وله دورته كل 25 ساعة، ويسمى «التغير القمري».

- ينشأ "التغير اليومي الشمسي الهادئ" من الحركة اليومية المنتظمة للغلاف الأيوني Ionosphere نتيجة شروق الشمس وتسخينها لهذا الغلاف، فيتمدد ويعلو عن سطح الأرض حسب ساعات النهار، ثم يأتي الغروب وحلول الليل البارد نسبياً، فيبرد هذا الغلاف وينكمش ويقترّب من الأرض وهكذا. هذه الدورة التي تستغرق 24 ساعة يحدث خلالها أن تتحرك أيونات الغازات في الغلاف الأيوني محدثة تيارات كهربائية تنتج مجالاً مغناطيسياً له دورة منتظمة كل 24 ساعة، وهو ما يسمى بالتغير اليومي الهادئ. وإذا كان

هذا التغير اليومي الهادئ يعتمد على موقع الشمس بالنسبة للأرض، فإن مقدار هذا التغير يعتمد على خطوط العرض وعلى فصول السنة الأربعة.

- أما التغير القمري، فهو أقل ساعة، ويتم على مدار 25 ساعة وهو طول اليوم القمري، وهو يعتمد على أوجه القمر المختلفة بالنسبة للأرض من؛ هلال وربع أول وأحدب متزايد وبدر فتكون ساعة هذا التغير أكبر ما يمكن عند اكتمال البدر، وأقلها عندما يكون هلالاً.

2. العواصف المغناطيسية Magnetic Storms

عندما تزداد الرياح الشمسية المتكونة من سحب من البروتونات والإلكترونات المنطلقة من الشمس، وعندما تكون الأرض في موقع مواجه للشمس عند هبوب هذه الرياح الشمسية، فإن هذه السحب من البروتونات والإلكترونات (كأجسام مشحونة) تصل إلى الغلاف المغناطيسي الأرضي (Magnetosphere)، وتحدث انضغاطاً في خطوط القوى المغناطيسية، وبالتالي تتكاثف هذه الخطوط فتزداد شدة المجال المغناطيسي للأرض فجأة، مما يسبب تغيراً عنيفاً ومفاجئاً في المجال المغناطيسي الأرضي، وتسمى هذه الظاهرة العواصف المغناطيسية Magnetic Storms. ويصاحب هذه العواصف المغناطيسية انقطاع في الإرسال الإذاعي أو تغير في موجات الراديو المستقبلية أو حدوث ما يسمى بالوهج القطبي Aurora، وهي أضواء متلونة ومتوهجة، تظهر في سماء المناطق القطبية نتيجة للتأين الشديد للغلاف الأيوني.



7.5 التمغنط المتبقي الطبيعي Natural Remnant Magnetizations

التمغنط الكلي (J) = التمغنط المتبقي (Jr) + التمغنط المستحث (Ji)

$$\text{Total (J)} = \text{Remnant (Jr)} + \text{induced (Ji)}$$

إن شدة المغناطيسية المتبقية في الصخور النارية والمتحولة حرارياً كبيرة، ويعبر عنها بنسبة كوينيسبيرجر (Q) Koenigsberger ratio

$$Q = \text{Remnant (Jr)} / \text{induced (Ji)}$$

$$Q > 1,$$

شدة التمغنط المتبقي (Jr) للرسوبيات أصغر من التمغنط المستحث (Ji)، وهو يتناسب طردياً مع قابلية وتركيز المعادن المغناطيسية الموجودة في الصخور. الاتجاه، بطبيعة الحال، هو في الاتجاه نفسه للمجال الخارجي. التمغنط المتبقي يظل موجوداً حتى لو أزيل المجال المغناطيسي الخارجي. تظهر بعض الصخور مجالاً مغناطيسياً طبيعياً يكسبها تمغنطاً طبيعياً متبقياً Remnant Magnetism. ينتج هذا التمغنط من معادن مغناطيسية تدخل في تركيب هذا الصخر. وبناءً على نشأة هذه الصخور يمكن تقسيم التمغنط المتبقي إلى الأنواع التالية:

1 - التمغنط المتبقي الرسوبي Depositional Remnant Magnetization

تنشأ هذه المغناطيسية في الصخور الرسوبية من ترسب الفتات الناتج من عمليات التعرية وما تحويه من حبيبات مغناطيسية دقيقة في بيئة مائية هادئة، فتترتب هذه الحبيبات وتتراص في اتجاه المجال المغناطيسي الأرضي السائد وقت ترسيب الصخر، مكونة تمغنطاً متبقياً رسوبياً وعادة ما يكون مساوياً للمجال الأرضي السائد في الاتجاه والشدة. هذا النوع من التمغنط يعتبر تمغنطاً أولياً.

2 - التمغنط المتبقي الحراري Thermal Remnant Magnetization

هو تمغنط ينشأ في الصخور النارية عامة والبركانية خاصة، نتيجة تكون هذه الصخور أثناء تبرد الصهارة أو الماجما من درجات حرارة عالية، أعلى من درجة حرارة كوري، إلى

درجات الحرارة العادية، في ظل توفر مجال مغناطيسي خارجي، وهو عادة ما يكون المجال المغناطيسي الأرضي. وهذا النوع من التمغنط يعتبر تمغنطاً ثانوياً.

3 - التمغنط المتبقي الكيميائي Chemical Remnant Magnetization

ينتج هذا التمغنط عندما يحدث تغير في التركيب الكيميائي للصخر يصاحبه تكون معادن مغناطيسية جديدة، في ظل توفر مجال مغناطيسي خارجي. كما يحدث في حالات أكسدة Oxidation مكونات الصخر أو اختزالها أو ترسب مواد لاحمة Cementation أو نمو حبيبات Grain growth. وهذا النوع من التمغنط موجود في بعض الصخور الرسوبية الحمراء Red sediments الغنية بالهيماتيت، وفي بعض الصخور المتحولة.

4 - التمغنط المتبقي متساوي الحرارة Isothermal Remnant Magnetization

وهو التمغنط المتبقي بعد إزالة المجال الخارجي، حيث تكون السعة منخفضة، ما لم يتم إنشاؤه داخل مجال مغناطيسي كبير جداً، كما يحدث أثناء البرق.

5 - التمغنط المتبقي اللزج Viscous Remnant Magnetization

تمغنط ينتج عن التعرض الطويل لمجال خارجي. وهو ينمو بعلاقة زمنية خوارزمية (لوغاريتمية)، وهو شائع في كل أنواع الصخور، يكون اتجاهه عادةً قريباً من اتجاه المجال المغناطيسي الحالي، وهو مستقر تماماً، ويمكن أن تصل سعته إلى 80 ٪ من المغنطة المستحثة.

6 - التمغنط المتبقي الديناميكي Dynamic Remnant Magnetization

وهو يحدث عندما تتعرض الصخور لضغوط متفاوتة داخل مجال مغناطيسي. هذه الضغوط يمكن أن تكون ضغوطاً من أنواع مختلفة كالضغوط التكتونية أو الزلزالية، وهي ضغوط أكبر من ضربات المطرقة.

7 - التمغنط المتبقي الفتاتي Detrital Remnant Magnetization

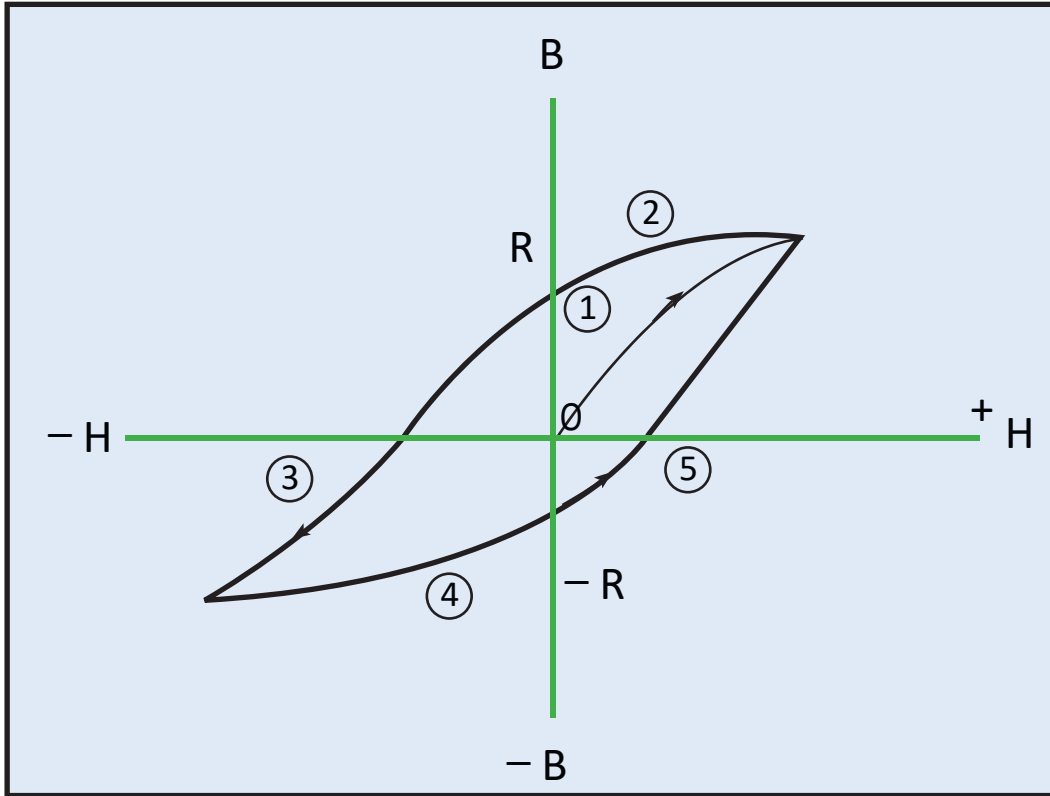
يكثر هذا النوع من التمغنط في الرواسب دقيقة الحبيبات، وذلك عندما تستقر الجسيمات المغناطيسية ببطء، ويتم توجيهها في اتجاه مجال خارجي. تظهر أنواع الطين المختلفة هذا النوع من البقايا المغناطيسية.



8.5 حلقة التباطؤ / التخلف المغناطيسي Hysteresis Loop

إذا افترضنا أن ثابت التناسب (النفاذية المطلقة) لا يعتمد على شدة المجال (H)، في هذه الحالة يعطي هذا الوسط علاقة خطية بين (B و H)، كما يتضح بالخط المستقيم المبين بـ (الشكل 8.5) (Parasnis, 1997). تكون هذه العلاقة في عديد من الأوساط غير خطية كما في حالة معدن المجنيتايت والبيروتايت. يوضح هذا المنحنى: كيف يمكن لجسم ذي قابلية مغناطيسية (K) أن يبقى ممغنطاً بعد زوال قوة التمغنط الأصلية. التناسب المباشر بين (B و H) ينهار كلية في المواد ذات المغناطيسية العالية.

1. التمغنط يبدأ بإدخال تيار في ملفات المغناطيس $H > 0$.



الشكل 8.5 : يوضح كثافة الفيض المغناطيسي وظاهرة التخلف المغناطيسي

2. تتمغنط العينة إلى درجة التشبع وعندها يقترب المنحنى من الخط الأفقي وعندئذ يعود المجال الخارجي إلى الصفر. ولكن (B) لا تعود إلى الصفر. وبدلاً من ذلك تأخذ القيمة (R) التي نسميها بالمغناطيسية المتبقية Remnant Magnetism.
3. إذا عكس التيار فإن (B) سوف تقل حتى تتعكس أيضاً، وفي نهاية الأمر تقترب من التشبع في الاتجاه السالب.
4. النقص في المجال المعكوس إلى الصفر سوف ينقل (B) إلى (R-).
5. تطبيق مجال التمدنط الموجب سيعكس اتجاه (B) مرة أخرى وينتج طوراً آخر للتشبع الموجب.

9.5 أجهزة قياس المغناطيسية الحقلية

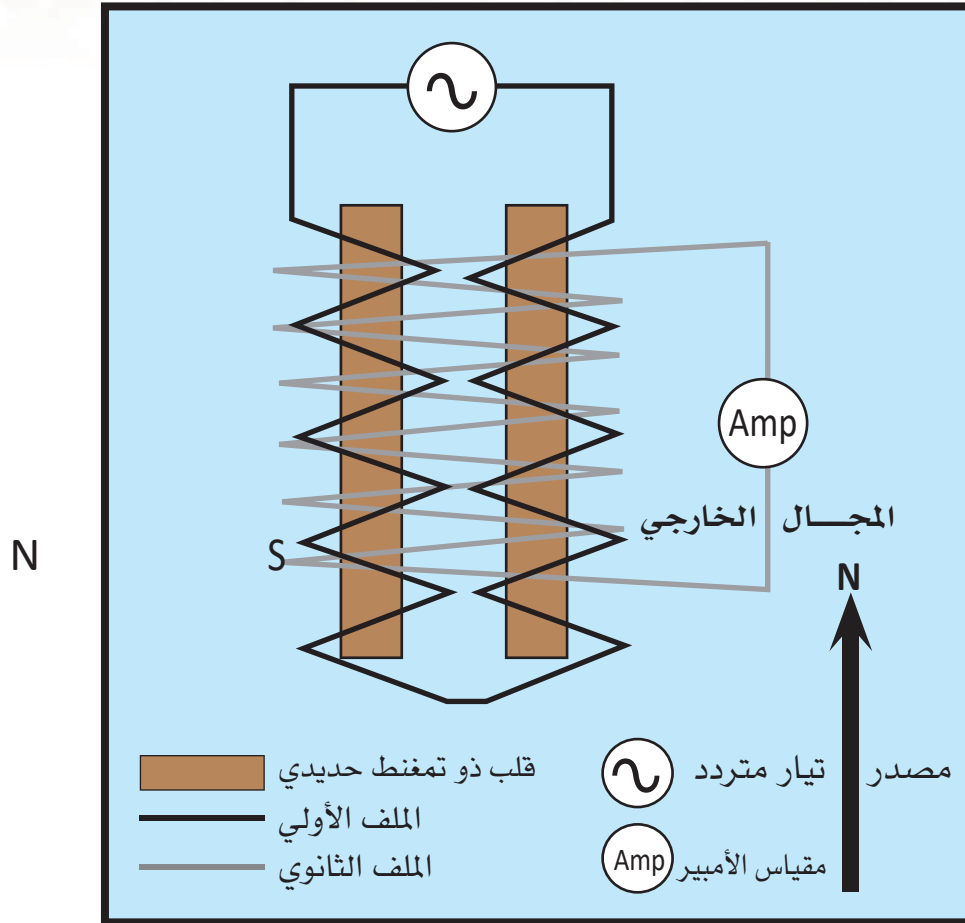
هناك أنواع من أجهزة قياس المغناطيسية التي تستخدم في إجراء القياس على اليابسة وفي الجو والبحر. والأجهزة الأكثر استخداماً وشيوعاً تشمل: بوابة الفيض Flux-gate وأجهزة الشدة المغناطيسية ذات الرنين النووي (البروتون) Proton Precession Magnetometer وأجهزة الشدة المغناطيسية ذات الضخ البصري Optical Pumping (بخار السيزيوم).

1 - جهاز بوابة الفيض Flux-gate Magnetometer

- يتكون الجهاز من قلبين أو لبّين (two cores) لهما نفاذية مغناطيسية -Magnetic permeability عالية، مما يسمح بنشأة مجال حثي في اللبّين إذا تعرضا لمجال مغناطيسي ضعيف نسبياً (الشكل 9.5).
- يوضع اللبّين في اتجاه مواز لبعضهما البعض، ويتم ربطهما على التوالي بملفات أولية Primary coils، ثم يتم ربط الملفات الأولية primary coils بمصدر للتيار المتردد Alternating current (AC)، وبالتالي يتمغنط اللبّان لحد الإشباع، وينتجان مجالاً متساوياً في الشدة ولكن متعاكساً في الاتجاه.



- يُلف ملفٌ ثانوي Secondary Coil حول اللبين والملفات الأولية. يتولد جهدٌ كهربى في الملف الثانوي نتيجة المجال الحثى في اللبين بعد مرور التيار المتردد في الملفات الأولية. في حالة غياب أي مجال حثى خارجى، يكون فرق الجهد في الملف الثانوي يساوى صفراً، وذلك لأن المجال في اللبين يكون متساوياً في الشدة، ومتعكساً في الاتجاه.
- ولكن إذا أثر مجال خارجى (مجال الأرض)، فإن المغناطيسية الحثية في أحد اللبين يكون في اتجاه المجال الخارجى وبالتالي يقوِّيه، في حين يعاكس المجال الخارجى المجال الحثى في اللب الآخر فيضعفه. ومحصلة ذلك أن ينتج مجال ذو جهد كهربى في الملف الثانوي تتناسب شدته مع شدة المجال الخارجى أي المجال الأرضى.
- يمكن استخدام هذا الجهاز في قياس أي مركبة من مركبات المجال الأرضى، وهو جهاز خفيف الوزن لا يحتاج للتسوية Levelling، وهو سريع نسبياً في العمل.



الشكل 9.5 : يوضح جهاز بوابة الفيض المغناطيسي Flux-gate Magnetometer

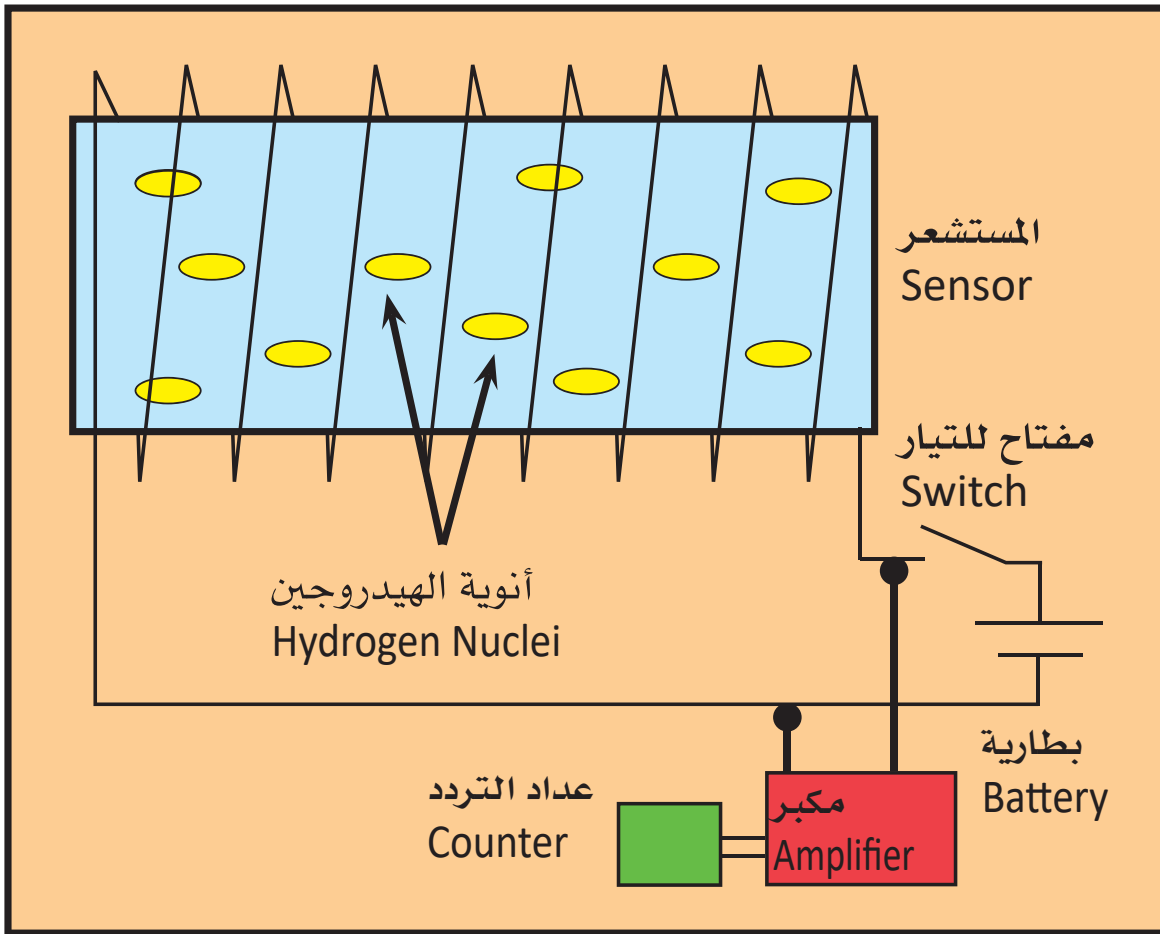
2 - جهاز المغناطيسية البروتوني Proton Precession Magnetometer

يتوفر هذا الجهاز في ثلاثة نماذج؛ الأول للمسح الجوي Airborne survey، والثاني للمسح البحري Marine survey، والثالث على اليابسة Terrestrial Survey. كل هذه الأجهزة تقيس المركبة الكلية للمجال المغناطيسي الأرضي. معظم العناصر الكيميائية لها عزم مغناطيسي، حيث أن نويات العناصر يمكن اعتبارها مغناطيسات صغيرة على هيئة كُرَيَّات تدور حول محورها المغناطيسي. طبقاً لقوانين ميكانيكا الكم، فإن هذه الكُرَيَّات سوف تتجه لتنظم نفسها موازية أو معامدة لأي مجال مغناطيسي خارجي. ولذلك فإن الأنوية المنتظمة



عشوائياً سوف تتفصل إلى مجموعتين دوارتين أحدهما متوازية، والأخرى متوازية ومتضادة في الاتجاه، عندما يطبق المجال الخارجي. النواة في المجموعة الأولى سيكون لها مستوى طاقة أعلى من تلك في المجموعة الأخرى، وبالتالي يكون هناك محصلة لقوة مغناطيسية.

يتكون هذا الجهاز من جزء حسّاس يسمى المستشعر Sensor، وهو عبارة عن إناء أسطواني الشكل مملوء بالماء أو الكيروسين أو الكحول (يستخدم الماء عادة) كمصدر لأنوية الهيدروجين، يلتف حول هذه الإناء ملف. يوصل المستشعر الحساس بالجهاز الذي يتكون من: مصدر للتيار المستمر DC (بطارية يعاد شحنها)، ومفتاح للتيار، ومكبر، وعداد التردد، (الشكل 10.5).



الشكل 10.5 : يوضح جهاز المغناطيسية البروتوني Proton Precession Magnetometer

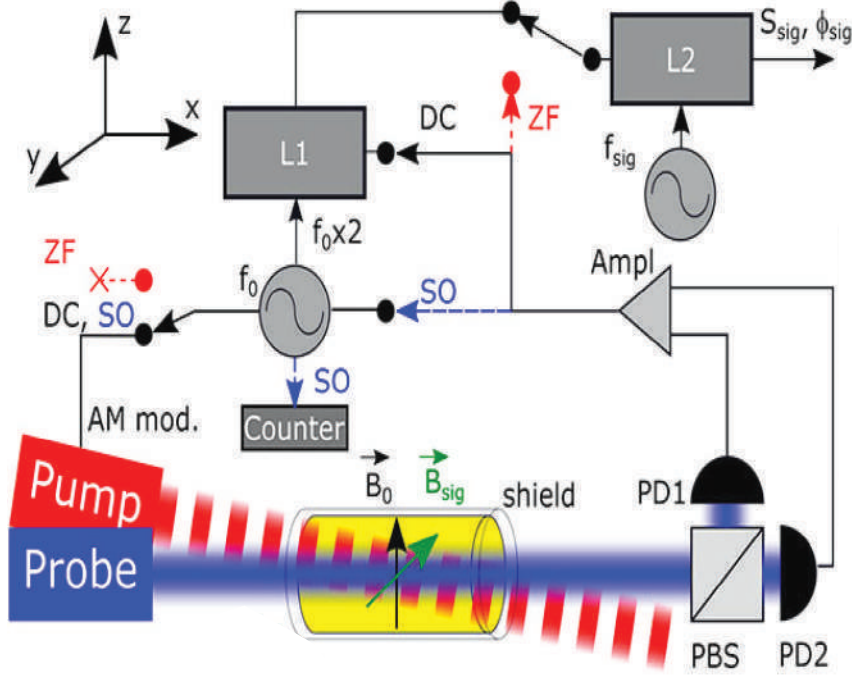
طريقة العمل:

- يستخدم الماء كعنصر فعّال يحتوي على عدد كبير من نويات الهيدروجين، ويوضع في قنينة أو إناء أسطوانى صغير يسمى المستشعر Sensor. وفي العادة، فإن العزوم الدورانية للبروتونات هي عشوائية التوجه.
- وعند تسليط مجال مغناطيسي قوي «مجال مستقطب»، بإرسال تيار مباشر DC في الملف، فإن العزوم المغناطيسية للبروتونات تتراص باتجاه المجال الخارجي. ويحدث هذا عند غلق مفتاح التيار، حيث ينتقل التيار المستمر من البطارية إلى الملف، مولداً مجالاً مغناطيسياً قوياً. تتصرف نويات ذرات الهيدروجين كمغناطيسات متناهية الصغر، وتوجه نفسها في اتجاه المجال المطبّق عبر محور الإناء الأسطوانى أو المستشعر الحساس sensor.
- وعند إزالة المجال المستقطب بصورة فجائية، فإن عزوم البروتونات الدائرة في ذبذبات نووية تستمر لفترة قصيرة حول اتجاه المجال الأرضي المحيط مولدة فولتية صغيرة في الملف. والتردد لهذه الفولتية يتناسب طردياً مع شدة المجال الكلي.

3 - جهاز الضخ الضوئي المغناطيسي Optical Pumping Magnetometer

- يسمى هذا الجهاز بخار السيزيوم Cesium Vapor، ذلك لأنه يستخدم بخار السيزيوم، والذي يعتمد على إمرار ضوء خلال المستشعر Sensor، وقياس درجة شفافية بخار السيزيوم (أي كمية الضوء النافذ)، والذي يعتمد بدوره على شدة المجال المغناطيسي. يتميز جهاز الضخ الضوئي بحساسيته الكبيرة (تتراوح بين 0.01 و -0.001 جاما) . ويعتمد هذا الجهاز على حركة الإلكترونات بين مستويات الطاقة، وليس على حركة البروتونات الموجودة في أنوية الذرات كما في الجهاز البروتوني. يقيس هذا الجهاز المركبة الكلية للمجال المغناطيسي فقط (الشكل 11.5).





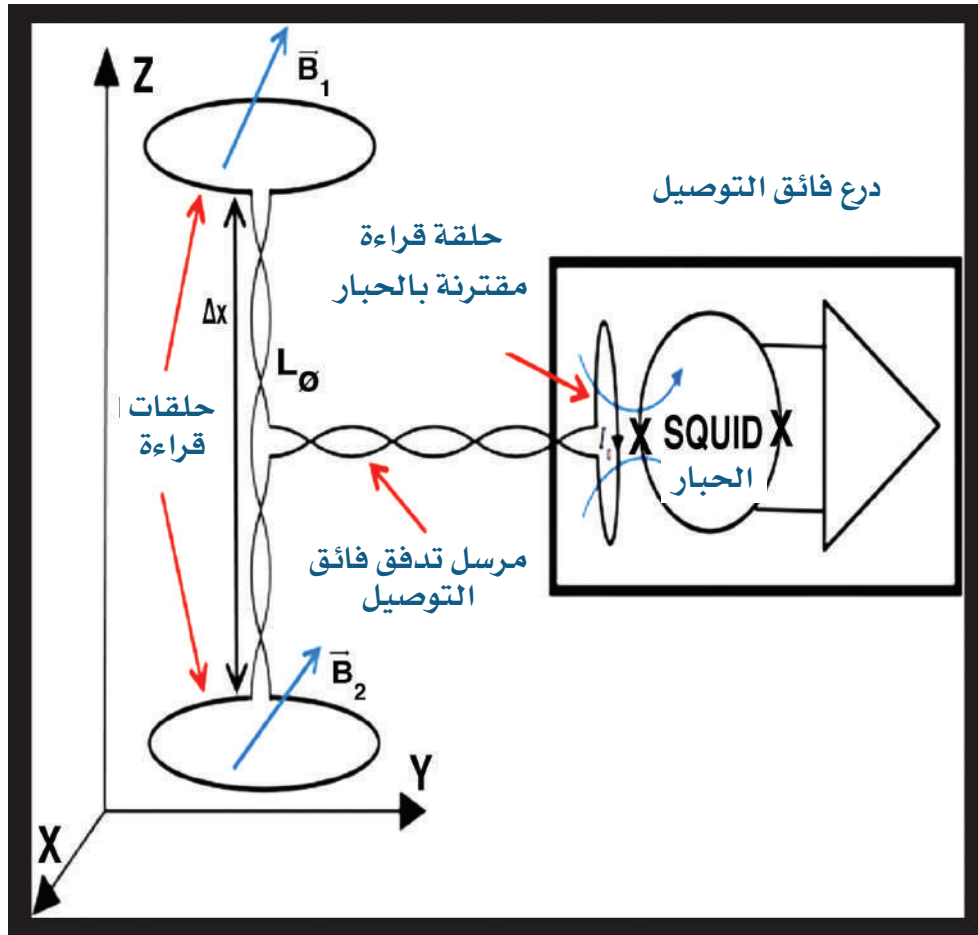
الشكل 11.5 يوضح جهاز الضخ الضوئي Optical Pumping Magnetometer

4 - مقياس معدل التغير Gradiometers

في بعض الأحيان نحتاج إلى قياس معدل التغير في المجال المغناطيسي الأرضي وليس قياس قيمة المجال نفسه، كما في قياس معدل التغير في المجال المغناطيسي الأرضي عند الارتفاع عن سطح الأرض، بهدف الفصل بين الشاذات الإقليمية Regional، التي تتميز بأنها منخفضة القيمة، وبطيئة التردد، وتمتد لمسافات كبيرة (والتي تنتج من أجسام كبيرة ممتدة وعميقة)، والشاذات المحلية Local (والتي تنتج من الأجسام الصغيرة محدودة الامتداد والقريبة من السطح)، والتي تتميز بكونها عالية القيمة وسريعة التردد ومحدودية الامتداد (الشكل 12.5). ولذلك أنتج هذا النوع من الأجهزة للقياس المباشر للفرق بين نقطتين على

مسافة ثابتة. يتكون المقياس من ماجنيتوميتر بروتوني أو جهاز ضخ ضوئي، ولكنه يحمل رأسين أو مستشعرين Two sensors، يوضع أحدهما أعلى من الآخر بمسافة ثابتة، ويقاس الجهاز الفرق بين قراءتي المستشعرين، وبمعرفة المسافة بين المستشعرين يمكن حساب معدل التغير الرأسي $\Delta T/\Delta Z$ أو التغير الأفقي $\Delta T/\Delta X$.

يستخدم هذا الجهاز بكثرة في حالة التنقيب عن الآثار، وفي البحث عن الأجسام المدفونة، وفي القياسات الجيوتقنية.



الشكل 12.5: يوضح مكونات مقياس معدل التغير Gradiometers



10.5 المسح المغناطيسي Magnetic Survey

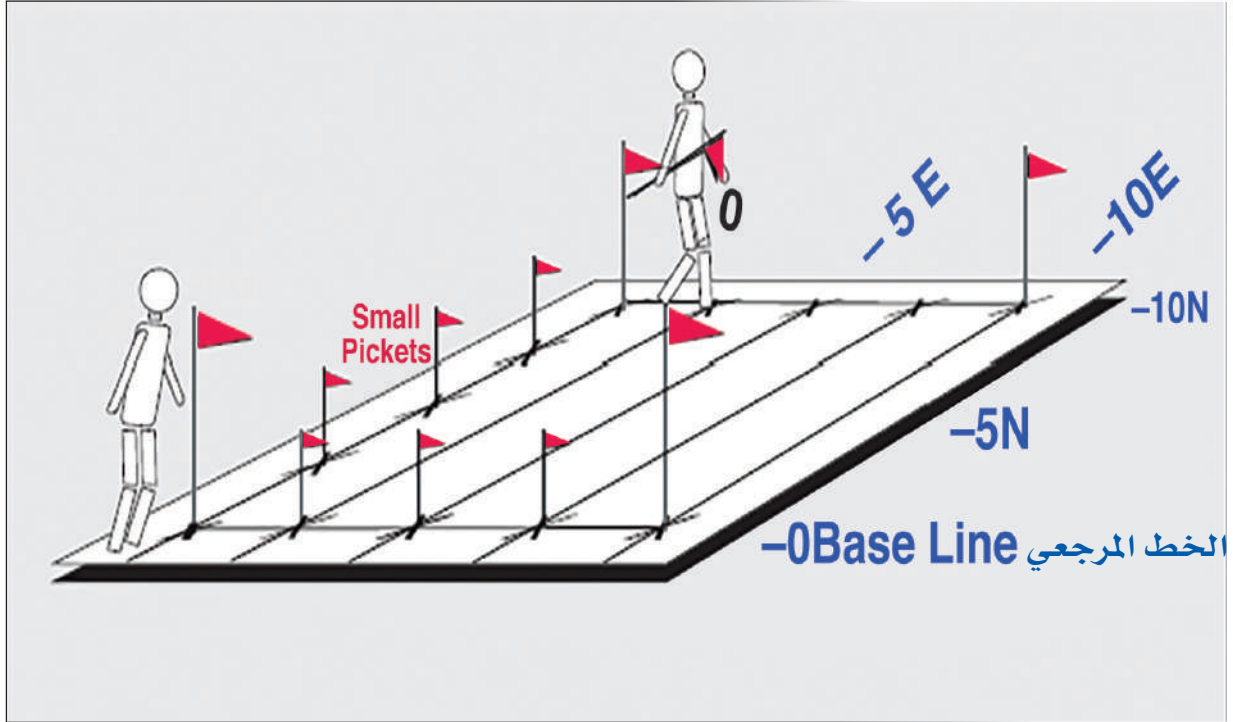
1.10.5 المسح المغناطيسي الأرضي Ground Magnetic Survey

قبل إجراء المسح المغناطيسي الأرضي يجب استبعاد الأشياء الشخصية ذات الخصائص الفلزية، مثل: الأحزمة، والنظارات، والساعات، والأقلام...، كذلك يجب الابتعاد عن مصادر التشويش مثل: السيارات، والأعمدة الفلزية كأعمدة الكهرباء، وحواجز الأسلاك الشائكة، وخطوط التيار الكهربائي، والأنابيب أو المواسير الأرضية.

وعند إجراء المسح يجب معرفة: العمق المطلوب، والهدف من المسح، واتجاه الهدف ووضعيته، بالإضافة إلى درجة الدقة المطلوبة. هناك علاقة بين حجم الهدف Target، وعمقه تحت سطح الأرض، وشدة مغناطيسيته، وبين المسافة بين خطوط المسح الحقلي والمسافة بين المحطات. وللتأكد من إمكانية اكتشاف أي جسم أو هدف يجب أن يكون هناك قراءتان على الأقل فوق الهدف أو الجسم. ولتحقيق الهدف يتطلب أن تكون المسافة بين محطات أو نقاط القراءة أقل من نصف عرض أو اتساع Width الهدف. ولمعرفة طول مضرب أو امتداد الجسم Strike Length يجب أن تكون المسافة بين خطوط المسح الحقلي أقل من نصف الطول Length المتوقع للجسم أو الهدف. كما يجب أن توجه خطوط المسح الحقلي لتقطع الهدف وهي أقرب للتعامد. وفي حالة الأهداف ذات الطبيعة الامتدادية أو الطولية، يجب أن توجه خطوط المسح للتعامد على اتجاه خط المضرب أو امتداد Strike الهدف. أما إن كان الهدف على هيئة أجزاء متقطعة أو متوازية أو عشوائية، فتتظم خطوط المسح في صورة شبكة Grid ذات نموذج أو نمط مربع Square Pattern.

إجراء العمل الحقلي:

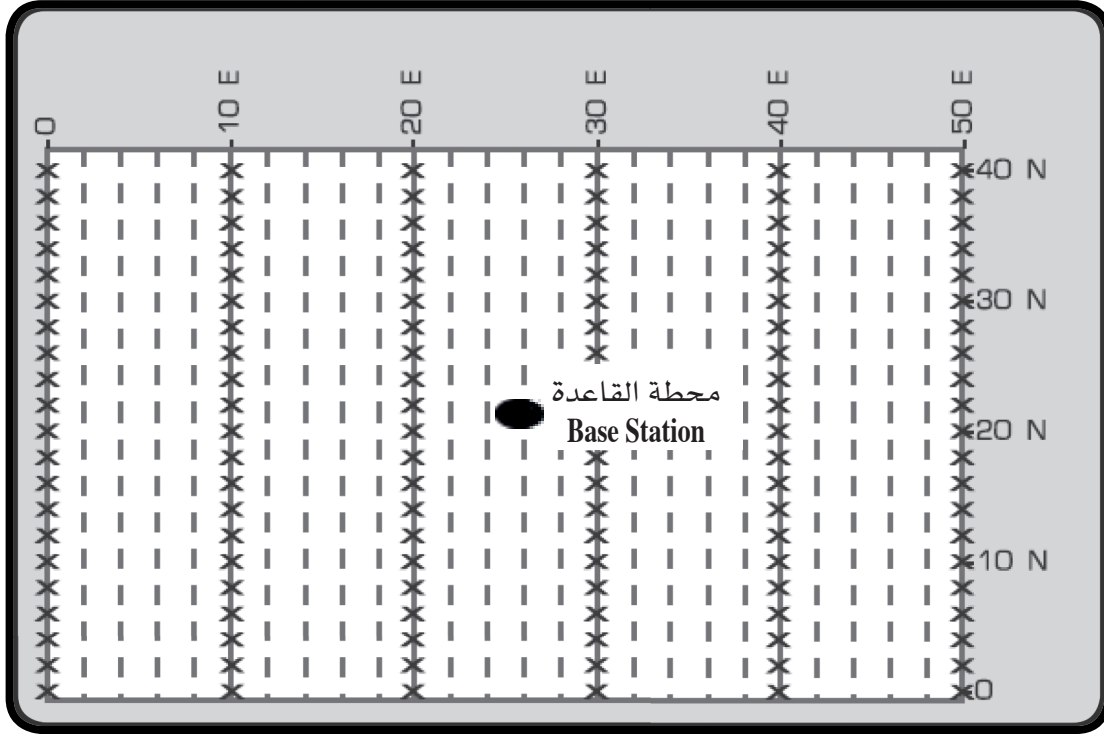
1 - تحديد خط المسح المرجعي Base Line، الذي يسقط عليه بداية كل الخطوط المساحية Survey Lines، حيث تحدد بداية كل خط مساحي بإشارات أو أوتاد خشبية، ليكون بداية الخط المساحي بارزاً ومرئياً (الشكل 13.5).



الشكل 13.5 : يوضح طريقة إجراء المسح الحقلي المغناطيسي

- 2 - تحديد وإسقاط الخطوط المساحية Survey lines وتكون معامدةً للخط المرجعي Base line، وتبدأ منه كذلك، وترقم الخطوط المساحية بطريقتين. إما أن يرمز للخط المساحي بالمسافة والاتجاه، مثل: 10E, 20E, 30E، أو يرمز له بالرقم والاتجاه، مثل: 1E, 2E, 3E.
3. إسقاط أماكن المحطات أو نقاط القياس التي تمثل الشبكة المساحية Survey Grid، وتتوقف المسافة بين المحطات على نوع وطبيعة الهدف من المسح، وترقم المحطات بالمسافة واتجاه الخط المساحي مثلاً 30N أي المحطة تقع على بُعد 30 متراً من الخط المرجعي Base Line في اتجاه الشمال على الخط المساحي المتجه S-N .
4. يتم اختيار محطة القاعدة في مكان يسهل الوصول إليه من أي مكان من منطقة المسح الحقلي بغرض اقتفاء أثر الاختلافات اليومية في المجال المغناطيسي الأرضي (الشكل 14.5).





الشكل 14.5 : يوضح تحديد موقع محطة القاعدة في المسح الحقلية المغناطيسي

5 - عند استخدام ماجنيتوميتر واحد في المسح الحقلية، يرتب برنامج المسح الحقلية بحيث يسمح بالعودة إلى محطة القاعدة كل ساعة أو ساعتين أثناء أخذ القراءات في اليوم نفسه. إذا استخدم جهازان، يثبت أحدهما عند محطة القاعدة Base Station، ويطلق عليه ماجنيتوميتر محطة القاعدة Base station magnetometer ويستخدم الآخر كمقياس للمغناطيسية في الحقل ويسمى ماجنيتوميتر الحقل Field Magnetometer. وبهذه الطريقة يكون ماجنيتوميتر محطة القاعدة معداً للتسجيل المستمر للتغيرات في المجال المغناطيسي الأرضي خلال اليوم، حتى تستخدم قراءاته في تصحيح القراءات الحقلية الناتجة من التغيرات اليومية. ويفضل أن يعمل الجهازان بأسلوب متزامن أو متواقت وذلك للوصول لدقة كبيرة في اقتفاء أثر التغيرات اليومية في المجال المغناطيسي. إذا لوحظ أثناء القياسات الحقلية أو أثناء تسجيل ماجنيتوميتر محطة القاعدة تغير

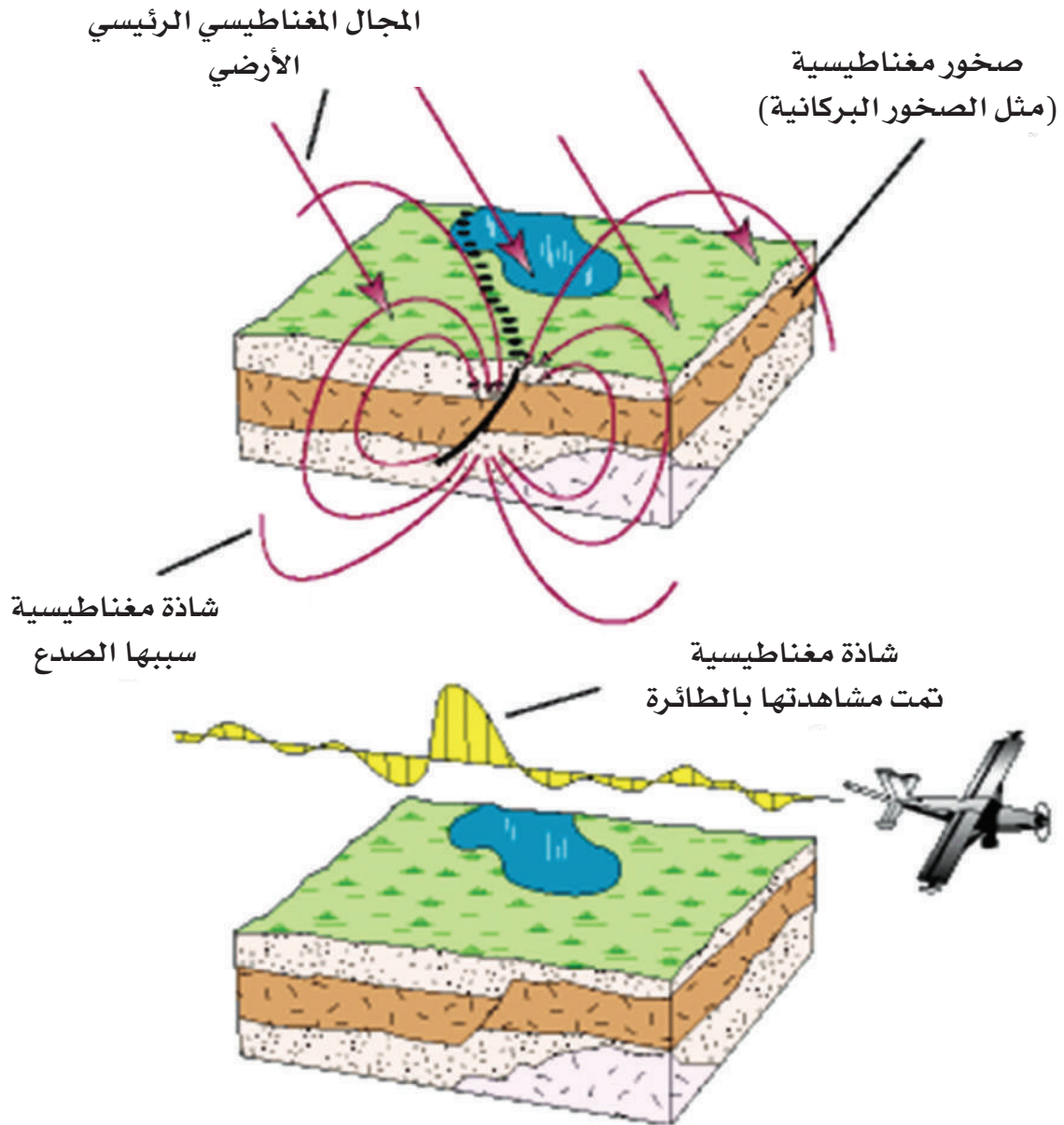
شديد ومفاجئ في قيمة المغناطيسية الأرضية، فيمكن أن يرجع السبب لحدوث عاصفة مغناطيسية، ولذا يجب أن يتوقف المسح الحقلي حتى تنتهي هذه العاصفة.

2.10.5 المسح المغناطيسي الجوي Airborne Magnetic Survey

نسبة كبيرة من المسح المغناطيسي الذي أنجز في كثير من دول العالم تم باستخدام أجهزة قياس محمولة بالطائرات، لما يتميز به المسح الجوي من ميزات اقتصادية، وميزات تتصل بنوعية وسهولة المسح المغناطيسي.

- يستخدم عادة في هذا النوع من المسح المغناطيسي أجهزة القياسات المغناطيسية التي تقيس المركبة الكلية للمجال المغناطيسي مثل: أجهزة القياس البروتونية أو أجهزة الضخ البصري (أجهزة السيزيوم).
- يوضع مستشعر Sensor جهاز قياس المغناطيسية بعيداً عن التأثيرات المغناطيسية للأجسام الحديدية كمحركات الطائرة أو ما تحمله الطائرة من أجهزة أو أي أجزاء أخرى من جسم الطائرة ذات تأثيرات مغناطيسية، وذلك بسحب مستشعر جهاز قياس المغناطيسية Sensor في نهاية كابل يتدلى من الطائرة على بعد حوالي 30 متراً، ويوضع المستشعر في صندوق انسيابي ليعطي ثباتاً أكثر، ويقلل من دفع الهواء أثناء الطيران، ويسمى هذا الصندوق والمستشعر بداخله بالطائر Bird، ويزود هذا الصندوق بزعانف تمنع المستشعر Sensor من الدوران حول نفسه أثناء الطيران. وغالباً ما يبعد هذا الطائر Bird عن جسم الطائرة بعمود طويل من مادة غير مغناطيسية، كما هو مبين بالشكل التالي (الشكل 15.5).





الشكل 15.5 : يوضح طريقة إجراء المسح المغناطيسي الجوي Airborne

- تحدد مواقع محطات القياس stations عبر خطوط المسح بواسطة أجهزة تحديد المواقع GPS الموجودة ضمن الأجهزة الملاحية Navigation system للطائرة.
- بالنسبة لضبط ارتفاع الطائرة فإنه ليس عملياً التمسك بارتفاع ثابت فوق سطح الأرض، ولكن في العموم، يُبذل جهد إضافي للمحافظة على متوسط ارتفاع فوق سطح الأرض، يكون محددًا مسبقاً في ضوء أعلى نقطة في المنطقة والمسافة بين خطوط المسح. ويكون هذا الارتفاع الثابت في حدود 250 إلى 500 متر فوق سطح الأرض.
- يتم المسح عبر خطوط مساحية Survey lines، تتقاطع وتتعامد معها خطوط مسح أخرى تسمى خطوط الربط Tie lines، يتم خلالها قياس نقاط الرصد مرتين، بحيث تكون متساوية القيمة وإن اختلفت قيمة الرصد للنقطة نفسها، ويرجع هذا إلى التغير اليومي في المجال المغناطيسي الأرضي، ويحسب الفرق وي طرح لتصحيح التغيرات اليومية التي تؤثر في قيم الرصد المغناطيسية.
- المسافات بين خطوط المسح تكون محكومة بأشكال وأبعاد وأعماق الهدف الجيولوجي، بحيث تكون المسافة صغيرة والخطوط مكثفة في حالة البحث عن المعادن الفلزية والخامات أكثر منها في حالة استكشاف صخور القاعدة، كما ذكر سابقاً.

3.10.5 المسح المغناطيسي البحري Marine Magnetic Survey

- يُجرى هذا النوع من المساحة المغناطيسية في البحار الإقليمية وفي أعالي البحار، وفوق المسطحات المائية، وذلك بإجراء القياسات المغناطيسية من على سفن أو مراكب يوضع فيها المستشعر الحساس sensor بعيداً على نحو كافٍ من السفينة، لمنع تأثير المواد المغناطيسية التي على ظهر السفينة أو المركب.
- ولتحقيق هذا الهدف، يوضع المستشعر الحساس في صندوق، ويسحب خلف السفينة، ويُبعد الصندوق عن جسم السفينة بمسافة تتراوح بين 30 و 300 متر، أي عند المسافة التي ينعلم عندها تأثير جسم السفينة مغناطيسياً. وتوصل أجهزة التسجيل على ظهر السفينة بالمستشعر الحساس sensor في الصندوق عبر كابل يمر بخط السحب.



- يحتوي المستشعر الحساس sensor على ملف حلقي لإلغاء التشويش، ويتم تزويد الصندوق بنظام يعطيه طفوفاً كافياً ليظل المستشعر الحساس sensor قريباً من سطح المياه، ولا يتأثر بأي عوائق عند القاع.
- في هذا النوع من المسح المغناطيسي، تُستخدم أجهزة القياس من النوع البروتوني، التي تقيس المركبة الكلية للمجال المغناطيسي، وجهاز قياس المغناطيسية البحري فارين Varian هو النظام شائع الاستخدام.
- غالباً ما تتم القياسات المغناطيسية البحرية متزامنة مع المسح السيزمي والمسح الجاذبي أو مع الاثنين معاً لتقليل التكلفة وتعظيم الفائدة. وفي هذا الخصوص، لا يتم المسح المغناطيسي البحري عبر نموذج مكون من خطوط المسح وخطوط الربط Tie lines كما هو متبع في المسح الجوي، لأن هذا لا يتناسب مع المسح السيزمي.

11.5 تصحيح البيانات المغناطيسية Correction of Magnetic Data

1 - التصحيح اليومي Diurnal Correction

- في حالة المسح الأرضي، يتم هذا التصحيح بوضع جهاز ثابت عند المحطة المرجعية Base station أو بالرجوع المتكرر إلى المحطة المرجعية بجهاز المسح. ويفضل الحالة الأولى في حالة توفر جهازين أحدهما يستخدم كجهاز للمسح، والآخر يثبت عند المحطة المرجعية.
- أما في حالة المسح المغناطيسي الجوي، فيمكن إنجاز هذا التصحيح بالطيران فوق المنطقة المراد مسحها بنمط الخطوط المساحية Survey lines، يتعامد عليها خطوط الربط Tie lines.
- في حالة المسح البحري يمكن إنجاز هذا النوع من التصحيحات أينما كانت ضرورية باستخدام السجلات اليومية للمرصد المغناطيسية القريبة.

2 - تصحيح المجال العادي Normal Correction

- تأتي أهمية هذا التصحيح لتصحيح التغير العادي في شدة المجال المغناطيسي الأرضي مع خط العرض. ويتم عمل هذا التصحيح باستخدام:
- الخرائط الكنتورية المغناطيسية القياسية، التي تعطي القيم الإقليمية لكل من المركبة الكلية والمركبة الأفقية والمركبة الرأسية للمجال المغناطيسي الأرضي.
 - استخدام جداول المجال المرجعي العالمي للمغناطيسية الأرضية أو ما يسمى (IGRF) (International Geomagnetic Reference Field)، التي تنشر قيماً على هيئة شبكة Grid للمجال الكلي على فترات زمنية مختلفة، ويتم إعادة حساب هذا المجال الكلي كل خمس سنوات، نتيجة لوجود تغيرات متناهية التباطؤ/التخلف في المجال المغناطيسي الحقبى (Secular variation)، وتسمى سنة التغيير بالحين Epoch.

3 - تصحيح التضاريس Topographic correction

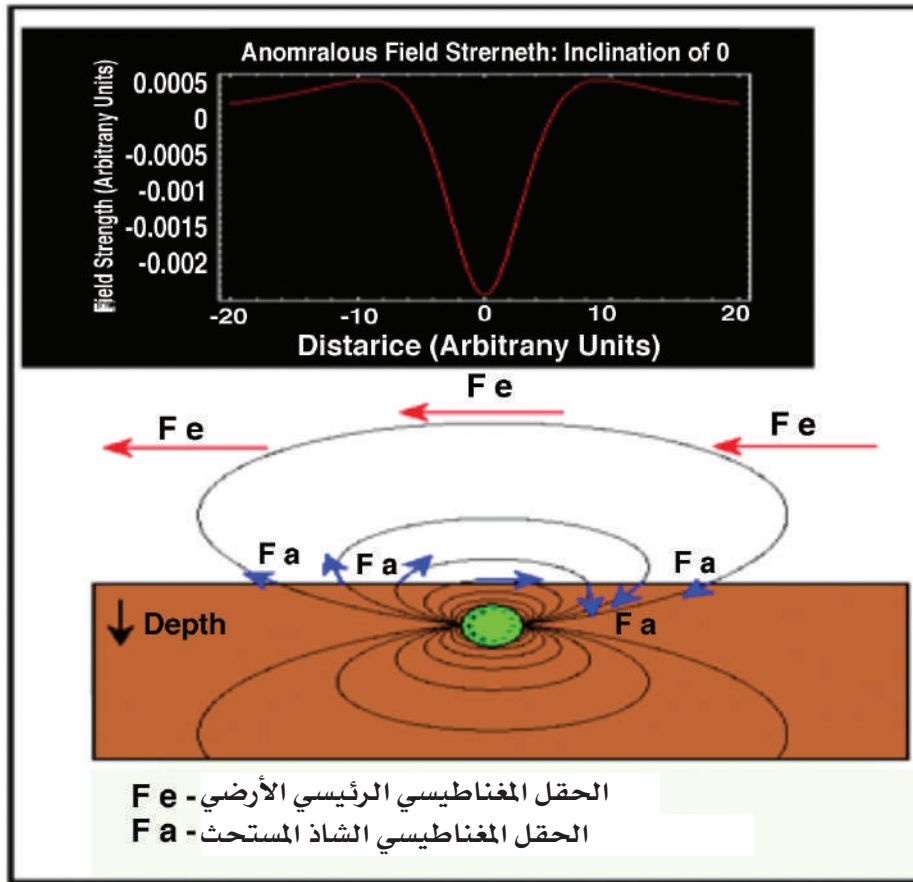
- تأتي أهمية هذا التصحيح لتصحيح تأثير التضاريس على القياسات المغناطيسية الحقلية،



ففي مكاشف الصخور النارية بصفة خاصة، يمكن أن تؤدي التضاريس الوعرة إلى شاذات مغناطيسية غير حقيقية. ويُجرى هذا التصحيح بقياس معدل التغير في المجال مع الارتفاع، وفي هذا الخصوص، يتم أخذ قراءتين على ارتفاعين مختلفين. لو كان الفرق في القراءتين δT والفرق في الارتفاع هو δh فتكون قيمة التصحيح هي $(\delta T / \delta h) h$ ، وبالتالي، القيمة المصححة تكون: $T_{(lat, long, 0)} = T_{(lat, long, h)} - h(\delta T / \delta h)$ ، حيث أن h هي الارتفاع.

4 - الإختزال إلى القطب (RTP) Reduced To the Pole

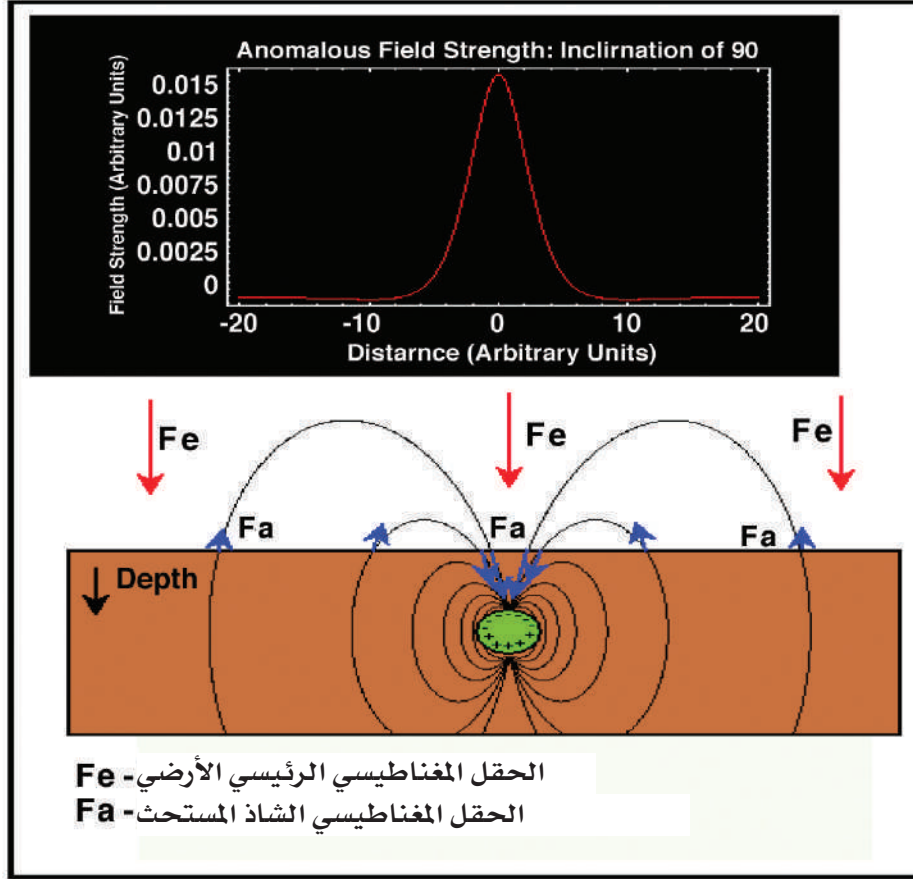
من أجل فهم هذه العملية، وهي من أهم عمليات معالجة البيانات المغناطيسية، فيجب أن نتناول بالتفسير اختلاف شكل الشاذة المغناطيسية لجسم فلزي (نفترض أنه كروي الشكل) مدفون تحت سطح الأرض عند خط عرض ما (الشكل 16.5).



الشكل 16.5 يوضح شكل الشاذة المغناطيسية للشكل الكروي عند خط الاستواء

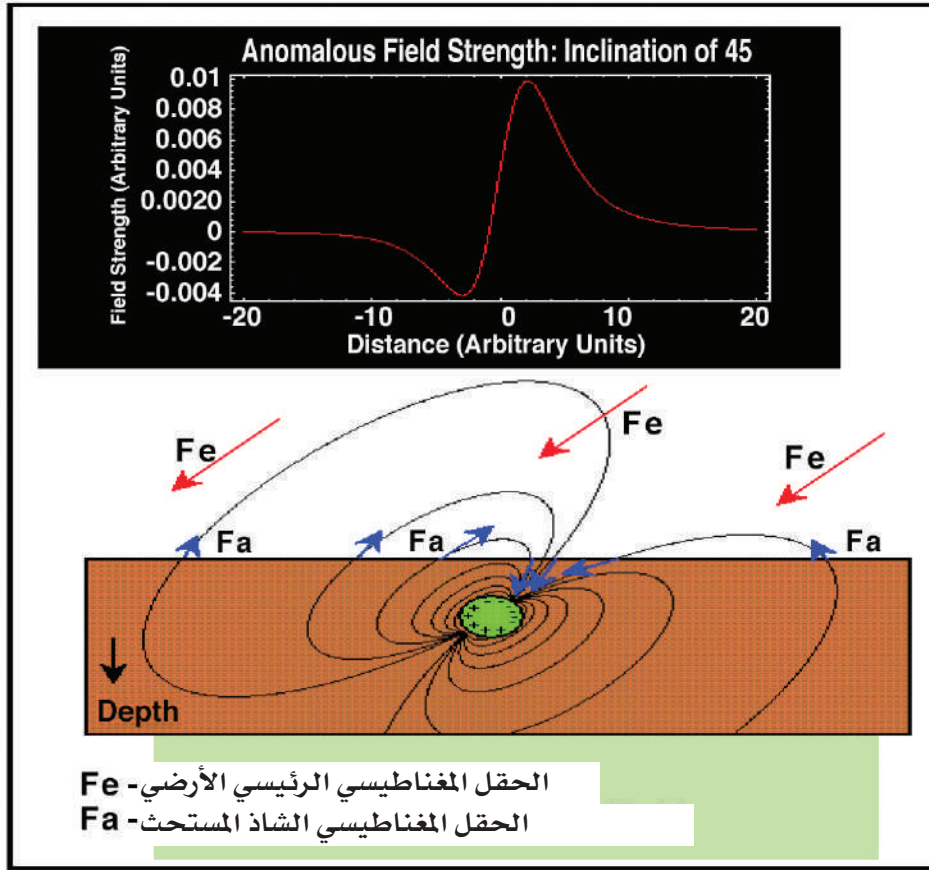
كما يبين الشكل السابق، فإن اتجاه المجال الأساسي للمجال المغناطيسي الأرضي يكون أفقياً عند خط الاستواء. يولد هذا المجال الأرضي الأساسي مجالاً حثياً في الجسم الفلزي المدفون، مولداً خطوط قوى مغناطيسية تنتشر حول الجسم. ويكون اتجاه خطوط القوى المغناطيسية للمجال المستحث Induced Field معاكساً للمجال الأساسي الأرضي، وبالتالي، فإن محصلة المجال المقاسة فوق الجسم الفلزي تكون أقل من المجال الأساسي، فتتكون شاذة سالبة فوق الجسم.





الشكل 17.5 يوضح شكل الشاذة المغناطيسية للشكل الكروي عند القطب الشمالي

كما يبين الشكل (الشكل 17.5)، فإن اتجاه المجال الأساسي للمجال المغناطيسي الأرضي يكون رأسياً لأسفل عند القطب الشمالي. يولد هذا المجال الأرضي الأساسي مجالاً حثياً في الجسم الفلزي المدفون، مولداً خطوط قوى مغناطيسية تنتشر حول الجسم. ويكون اتجاه خطوط القوى المغناطيسية للمجال المستحث Induced Field متوافقاً مع اتجاه المجال الأساسي الأرضي فوق الجسم المدفون، وبالتالي فإن محصلة المجال المقاسة فوق الجسم الفلزي تكون أكبر من المجال الأساسي، فتتكون شاذة موجبة فوق الجسم.



الشكل 18.5 يوضح شكل الشاذة المغناطيسية للشكل الكروي عند خط عرض 45 درجة

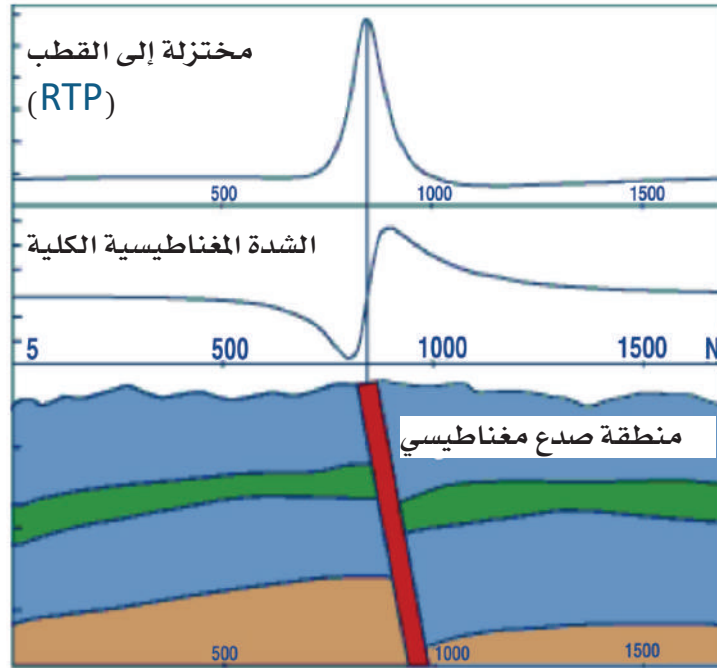
كما يوضح الشكل (18.5)، فإن اتجاه المجال الأساسي للمجال المغناطيسي الأرضي يكون مائلاً بزاوية (ا) على سطح الأرض عند خط عرض 45 درجة. يولد هذا المجال الأرضي الأساسي مجالاً حثياً في الجسم الفلزي المدفون، مولداً خطوط قوى مغناطيسية تنتشر حول الجسم. ويكون اتجاه خطوط القوى المغناطيسية للمجال المستحث معاكساً للمجال الأساسي الأرضي في الناحية الشمالية للجسم مولداً شاذةً سالبة، ولكن خطوط القوى المغناطيسية للجسم الفلزي تكون في الاتجاه نفسه، وبالتالي فإن محصلة المجال المقاسة فوق الجسم الفلزي تقوي المجال الأساسي، فتتكون شاذة موجبة فوق الجهة الجنوبية للجسم؛ أي يمثل الجسم نفسه بشاذة مغناطيسية موجبة وأخرى سالبة، ومقدار سعة الموجب والسالب يعتمد على زاوية الميل (ا).



الهدف من الإختزال إلى القطب RTP

كما بينا أعلاه، عندما لا يكون المجال المغناطيسي الأرضي رأسياً، ولكن يميل على الأفقي بزاوية (ا)، يحدث معه أن تكون الشاذة المغناطيسية الناتجة من الجسم موجبة وسالبة، ومقدار سعة الموجب والسالب يعتمد على زاوية الميل (ا).

فلو اختزلنا الشاذة المغناطيسية إلى الشاذة التي تنتج من الجسم نفسه، إذا كان تمغنطه رأسياً لأسفل $90^\circ = \alpha$ (الحالة سابقة الذكر عند القطب الشمالي) سُمي هذا الاختزال اختزالاً إلى القطب، أي كما لو كنا قد أجرينا القياسات عند القطب الشمالي للأرض حيث المجال الرأسي إلى الأسفل تماماً، وفي هذه الحالة تكون الشاذة شبيهة جداً بشاذة الجاذبية. وأصبحت عملية الاختزال حسابياً سهلة باستخدام برامج الحاسب الآلي المتخصصة مثل حزمة برامج Geosoft، أي تختزل الشاذة المغناطيسية من شكل ثنائي القطبية (سالب، وموجب) للجسم نفسه إلى شاذة أحادية القطبية، أي موجبة، ويختلف شكلها وقيمتها وسعتها باختلاف نوع الجسم وعمقه وشكله (الشكل 19.5).



الشكل 19.5 : يوضح شكل الشاذة المغناطيسية لأحد الصدوع عند اختزالها إلى القطب RTP

12.5 تفسير الشاذات المغناطيسية

إن الغرض الأساس من تفسير الشاذات المغناطيسية؛ معرفة شكل وحجم وعمق الجسم الفلزي أو التركيب الجيولوجي المسبب لهذه الشاذات المغناطيسية. مع ذلك، يمكن ملاحظة أن هناك عدداً كبيراً من الأشكال والأحجام لأجسام فلزية وتراكيب جيولوجية تعطي عدداً كبيراً من المشاهدات والشاذات المغناطيسية المتشابهة وغير المتشابهة؛ لذلك تُعتبر الطريقة المغناطيسية وحدها غير كافية لتفسير أو لتوضيح الغموض في القراءات أو الاستدلال من خلالها على التراكيب الجيولوجية الموجودة تحت سطح الأرض. هناك عاملان رئيسان يجعلان من تفسير النتائج المغناطيسية أكثر صعوبةً وتعقيداً وهي:

1 - الطبيعة القطبية الثنائية للمجال المغناطيسي.

2 - اتجاه المغناطيسية في الصخور المسببة للشاذات المغناطيسية. لذلك في بعض الأحيان يتم اللجوء إلى استخدام طريقة التجربة والخطأ في تخمين مقدار وشكل الشاذات المغناطيسية فوق الأجسام الفلزية، يمكن وضع أو تصميم موديل أو نموذج للشاذات، ويحسب من خلاله عمق وشكل وحجم الجسم الفلزي الموجود تحت سطح الأرض، ثم بعد ذلك يتم مطابقة النتائج الحسابية مع النتائج المستحصلة من الحقل إلى أن نحصل على تطابق جيد مع الشاذات، عندها يمكن حساب العمق ومعرفة خصائص الجسم الفلزي أو التركيب الجيولوجي تحت سطح الأرض.

أبعاد وقياسات الجسم الفلزي التي يمكن التعرف عليها من خلال نظرية الأقطاب المغناطيسية هي:

1 - العمق إلى سطح الجسم الفلزي العلوي.

2 - طول وامتداد الجسم الفلزي أو التركيب الجيولوجي.

3 - شكل الجسم الفلزي.



4 - العمق إلى السطح السفلي للجسم الفلزي.

5 - الشدة المغناطيسية (يفترض أن تكون ثابتة في أنحاء الجسم الفلزي كافة).

هذه العوامل جميعاً، يمكن استنتاجها ومعرفتها من خلال التعرف على سعة وكبر منحنى الشاذات المغناطيسية، في حين أن طول الجسم الفلزي، وميله وامتداده يمكن استنتاجها والتعرف عليها من شكل أو نمط منحنى الشاذات المغناطيسية.

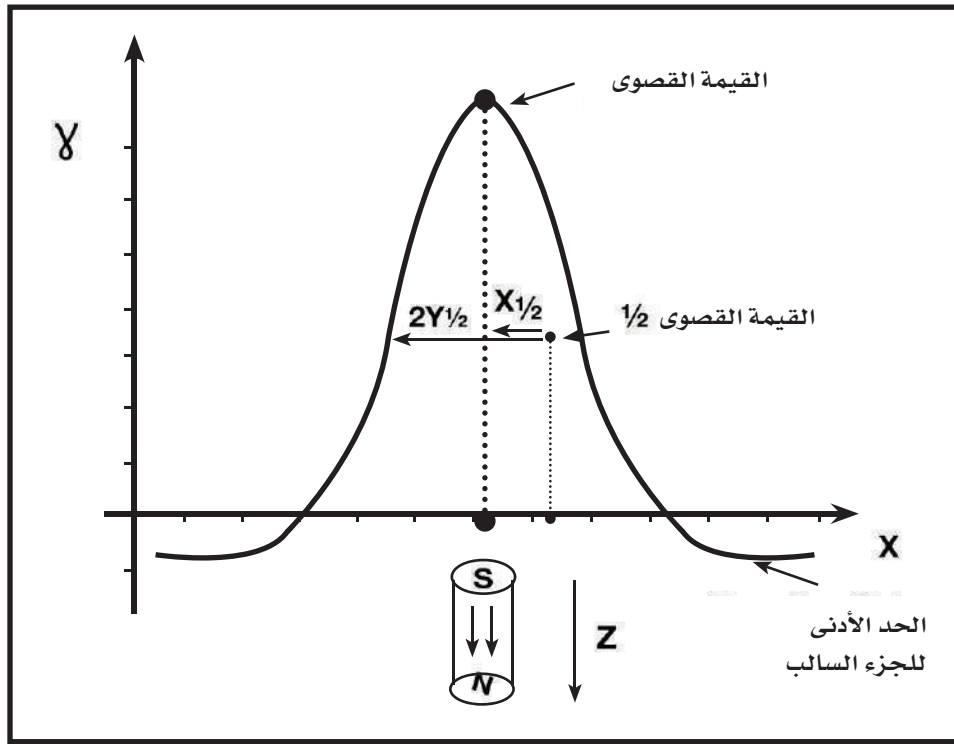
1.12.5 التفسير الوصفي Qualitative Interpretation

يبدأ هذا التفسير بوصف كامل لخارطة الشاذات المغناطيسية، بالفحص البصري لشكل واتجاه توزيع الشاذات، مثل مواقع الشاذات على الخارطة، سعة وامتداد الشاذات الموجبة والسالبة، استطالة وانتشار خطوط تساوي الشدة المغناطيسية الكنتورية، مطابقة هذا الوصف مع المعلومات والخارطة الجيولوجية للمنطقة، ومعرفة مسببات هذه الشاذات مثل وجود صخور مغناطيسية، وجود حوض رسوبي ذي سمك طبقي معين، وجود تراكيب جيولوجية تؤثر في التضاريس السطحية في منطقة الدراسة؛ مثل وجود صدوع أو كسور قد تؤدي إلى حدوث انقطاع مفاجئ في امتداد خطوط تساوي الشدة المغناطيسية، إلى غير ذلك من المعلومات المستخلصة من الدراسات السابقة، التي قد تساعد في تسهيل مهمة التعرف على مسببات الشاذات المغناطيسية التي تظهر على الخارطة المغناطيسية.

حساب العمق إلى الجسم الفلزي Depth Calculation

هناك مجموعة من الطرق تستخدم لحساب العمق إلى الجسم الفلزي (الشكل 20.5)؛ إما باستخدام نماذج خاصة للمنحنيات المغناطيسية التي تشتمل على مقارنة نمط الشاذات الملحوظ مع مجاميع شاذات قياسية لغرض تقدير حجم وعمق المصدر المسبب للشاذات المغناطيسية، أو باستخدام شكل منحنى الشاذات المغناطيسية لاستنباط العمق إلى المصدر المغناطيسي بدلالة نصف العرض والشكل، أو باستخدام قوانين رياضية للاستدلال بها على عمق وحجم وامتداد الجسم الفلزي، وعلى سبيل المثال لا الحصر:

1. حساب العمق بدلالة نصف العرض Half Width
2. حساب طول او امتداد الجسم الفلزي.
3. درجة ميل الجسم الفلزي.
4. امتداد العمق للجسم الفلزي.



الشكل 20.5: يوضح كيفية حساب العمق بدلالة نصف العرض Half Width



13.5 تطبيقات الاستكشاف المغناطيسي

- الكشف عن الخامات الفلزية خصوصاً المعادن المغناطيسية
- تعتبر الطريقة المغناطيسية ناجحة جداً لتمييز القواطع والأجسام النارية، والتعرف على الترسبات الفلزية، مثل: الكبريتيدات الكتلية، وتخریط عمق صخور القاعدة تحت الغطاء الرسوبي، والتعرف على الصدوع والفواصل الجيولوجية .
- الكشف عن أحواض الترسيب ومكامن البترول.
- الكشف عن مواقع النفايات المدفونة.
- الكشف عن الآثار المدفونة.
- الكشف عن البراميل والأنابيب والخزانات الفلزية المدفونة.
- الكشف عن الألغام والأسلحة المدفونة.
- تخریط التغيرات في المجال المغناطيسي، التي تُعزى لتغير التراكيب أو القابلية المغناطيسية في الصخور القريبة من السطح.

14.5 أوجه الشبه والاختلاف بين طريقتي الجاذبية (الثقلية) والمغناطيسية

أوجه الشبه:

- تقنيات الاستكشاف الجيوفيزيائي التي تستخدم كلاً من الجاذبية والمغناطيسية هي تقنيات سلبية (تقيس مجالاً طبيعياً للأرض).
- طرق الجاذبية والمغناطيسية غالباً ما يشار إليها كطرق للجهد.
- العنصر الأساس المستخدم لتعريف قوة الجاذبية هو الكتلة، والعنصر المغناطيسي الأساس هو المغناطيسية أحادية القطب.
- عمليات تفسير وتصحيح معطيات الجاذبية والمغناطيسية متشابهة جداً.
- تختلف الجاذبية والمغناطيسية في الزمان والمكان، وتستخدم كأدوات استطلاع في الاستكشاف.

أوجه الاختلاف:

- المعاملات الأساسية التي تتحكم في تغيرات الجاذبية هي كثافة الصخور، وأما المعاملات الأساسية التي تتحكم في اختلافات المجال المغناطيسي هي القابلية المغناطيسية.
- بينما قوة الجاذبية دائماً ما تكون جاذبة، فإن المغناطيسية تمثل تجاذباً وتنافراً.
- وبينما المصادر في الجاذبية هي أحادية القطب، فإن المغناطيسية هي ثنائية القطب (أحادي القطب الموجب وآخر أحادي القطب السالب).
- لا يتغير مجال الجاذبية بشكل ملحوظ مع مرور الوقت، في حين يعتمد المجال المغناطيسي بدرجة كبيرة على الوقت.
- تتطلب الجاذبية دقة 0.1 جزء في المليون، والمغناطيسية < 10 جزء في المليون.
- بينما قياس الثقالية (الجاذبية) نسبي، فإن قياس المغناطيسية مطلق.
- شاذة الجاذبية إقليمية، في حين أن شاذة المغناطيسية محلية.
- تتأثر الثقالية (الجاذبية) بالمد والجزر، ويمكن تصحيحها. في حين أن العواصف المغناطيسية لا يمكن إزالة تأثيرها.
- بينما تصحيحات الجاذبية هي: الانحراف، خط العرض، الهواء الحر، بوجير، التضاريس، إلخ، فإن تصحيحات المغناطيسية: \pm الانحراف، IGRF (جداول المجال المرجعي العالمي للمغناطيسية الأرضية).
- المسح الجاذبي (الثقالي) بطيء ومكلف، في حين أن المسح المغناطيسي يكافئ 0.1 تكلفة المسح الجاذبي (الثقالي).





Solved Problems مسائل محلولة



إذا كانت قابلية الصخر للتمغنط (K) تساوي 0.0003، والمجال المغناطيسي الأرضي = (B) 0.0006 تسلا، ونصف قطر التجويف الصخري الكروي = 1 كم، والنفاذية المغناطيسية $4\pi \times 10^{-7}$ ، احسب:

1

1. شدة المجال المغناطيسي (H)

2. شدة التمكنط (I)

3. العزم المغناطيسي للصخر (M)

$$1. H = B / \mu = 0.0006 / 4 \times 3.14 \times 10^{-7} = 477.7$$

$$2. I = H K = 477.7 \times 0.0003 = 0.143$$

$$3. M = I V = 0.143 \times 4/3 (3.14) r^3 = 0.599$$



احسب قيمة المجال المغناطيسي (B) لسلك دائري قطره (16cm)، ويحمل تياراً شدته (1.9A)، إذا علمت أن نفاذية الفراغ تساوي $4\pi \times 10^{-7}$ T.m/A

2

$$B = \frac{\mu_0 I}{2r}$$

$$B = \frac{(4\pi \times 10^{-7}) \cdot (1.9)}{(2) \cdot (0.08)}$$

$$B = 1.49 \times 10^{-5} \text{ wb/m}^2$$





3 سلكان طويلان، مستقيمان ومتوازيان، تفصلهما مسافة (4cm) ، ويحملان تيارين شدتهما $(2\text{A}, 6\text{A})$ في الاتجاه نفسه. احسب القوة المغناطيسية بين السلكين لكل متر من طول السلك، إذا علمت أن نفاذية الفراغ تساوي $(4\pi \times 10^{-7} \text{ T.m/A})$

$$\frac{F}{L} = \frac{\mu_0 \cdot I_1 \cdot I_2}{2r}$$

$$\frac{F}{L} = \frac{(4\pi \times 10^{-7}) \cdot (2) \cdot (6)}{(2\pi) \cdot (0.04)}$$

$$\frac{F}{L} = 6 \times 10^{-5} \text{ N/m}$$



4 ملف دائري قطره (32cm) وعدد لفاته (40) لفة، ما مقدار التيار الذي يمر فيه لينتج مجالاً مغناطيسياً مقداره $(3 \times 10^{-4} \text{ Wb/m}^2)$ ، إذا علمت أن نفاذية الفراغ تساوي $(4\pi \times 10^{-7} \text{ T.m/A})$

ينص قانون أمبير على أن التكامل الخطي (Linear Integral) لشدة المجال المغناطيسي (B) حول أي مسار مغلق، يساوي ثابت النفاذية مضروباً في مقدار التيار الكلي داخل هذا

$$\int \vec{B} \cdot d\vec{l} = \mu_0 \cdot I$$

$$B_o = \frac{\mu_0 \cdot n \cdot I}{2r}$$

$$(3 \times 10^{-4}) = \frac{(4\pi \times 10^{-7}) \cdot (40) \cdot (I)}{(2) \cdot (0.16)}$$

$$I = \frac{(3 \times 10^{-4}) \cdot (2) \cdot (0.16)}{(4\pi \times 10^{-7}) \cdot (40)}$$

$$\Rightarrow I = 1.9\text{A}$$



ملف حلزوني طوله (60cm) وعدد لفاته (2000 لفة)، إذا مرّ خلاله تيار شدته (5A). فكم يكون مقدار المجال المغناطيسي بداخله، إذا علمت أن نفاذية الفراغ = $4\pi \times 10^{-7} \text{ T.m/A}$ ؟

5

$$B = \frac{\mu_o \cdot n \cdot I}{2r}$$

$$B = \frac{(4\pi \times 10^{-7}) \cdot (2000) \cdot (5)}{(0.6)}$$

$$B = 20.93 \times 10^{-3} \text{ Wb/m}^2 \text{ (T)}$$



ملف حلزوني طوله (40cm)، ومساحة مقطعه (8cm^2)، وعدد لفاته (300 لفة)، ويحمل تياراً شدته (1.2A)، احسب :

6

- 1 - قيمة المجال المغناطيسي (B) عند مركزه، إذا علمت أن نفاذية الفراغ تساوي $4\pi \times 10^{-7} \text{ T.m/A}$ ؟
 - 2 - قيمة الفيض المغناطيسي (ϕ_M) خلال الملف الحلزوني؟
- ينص قانون فارادي في الحث الكهرومغناطيسي، (أن القوة الدافعة الكهربائية المستحثة المتولدة في دائرة كهربائية مغلقة تساوي المعدل الزمني لتغير الفيض المغناطيسي خلال هذه الدائرة)، ويعبر عنه رياضياً بالصيغة الآتية:
- $$\varepsilon = \frac{d\phi_M}{dt}$$

وتكون وحدة القوة الدافعة الكهربائية المستحثة مقاسة بالفولت، فيما لو كان معدل التغير بالفيض مقاساً بوحدات (الويبر/ثانية) .

1. لإيجاد قيمة المجال المغناطيسي (B) عند مركزه:

$$B = \frac{\mu_o \cdot n \cdot I}{L}$$

$$B = \frac{(4\pi \times 10^{-7}) \cdot (300) \cdot (1.2)}{(0.4)}$$

$$B = 1.13 \times 10^{-3} \text{ T}$$

2. لإيجاد قيمة الفيض المغناطيسي (ϕ_M) خلال الملف الحلزوني:

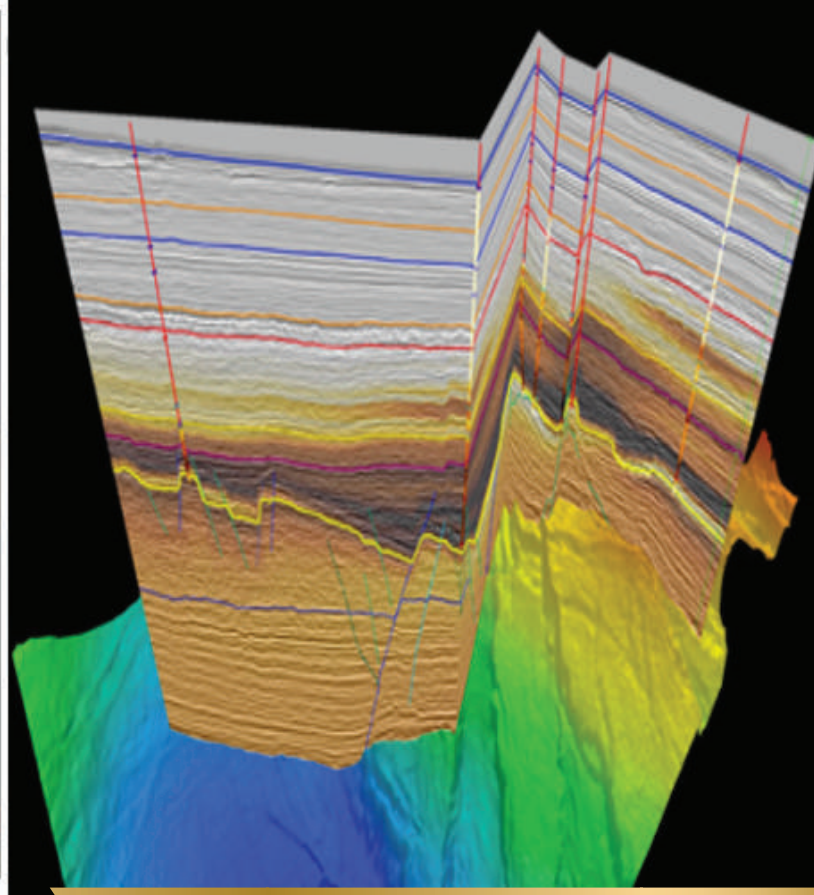
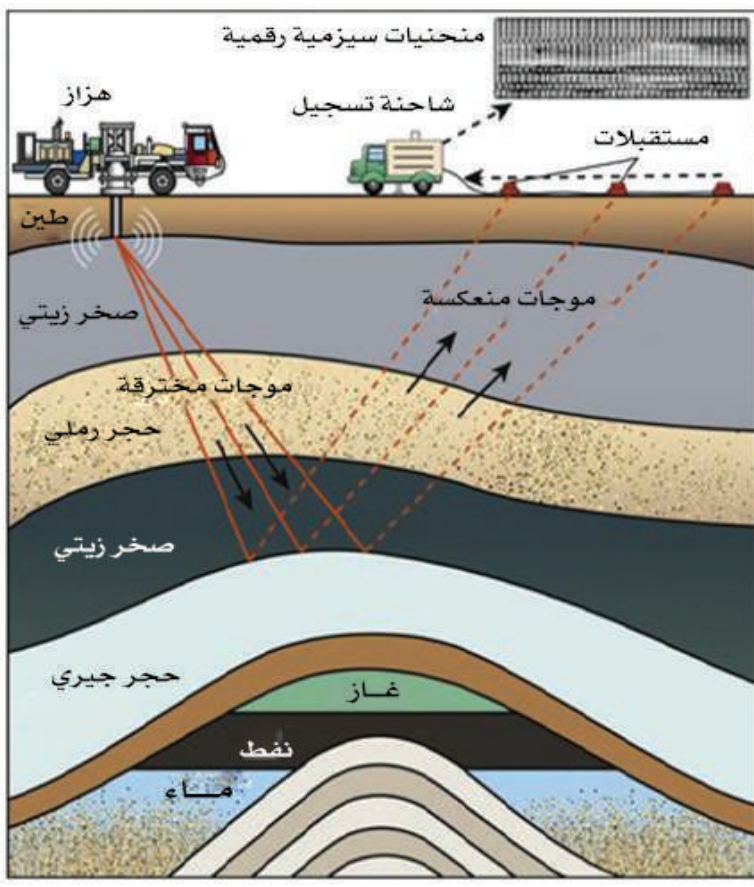
$$\phi_M = B \cdot A \cdot \cos\theta$$

$$\phi_M = B \cdot A = (1.13 \times 10^{-3}) \cdot (8 \times 10^{-4})$$

$$\phi_M = 9.04 \times 10^{-7} \text{ Wb}$$







الفصل السادس

الطرق السيزمية Seismic Methods

مقدمة

تعتبر الطرق السيزمية الأكثر شيوعاً من بين الطرق الجيوفيزيائية الأخرى ويمكن تقسيمها إلى نوعين: الانكسار والانعكاس السيزمي. تعتمد طريقة الانكسار السيزمي Refraction على دراسة زمن أولى الموجات وصولاً وربطها بالمسافات بين المستقبلات، ومن هذه الطريقة نستطيع التعرف على الحدود الفاصلة بين الطبقات، كما نستطيع معرفة سرعة الموجات خلال مرورها بالأوساط المختلفة حيث تعتمد على معاملات المرونة لهذه الأوساط. أما طريقة الانعكاس السيزمي Reflection فإنها تعتمد على تحليل ودراسة الموجات المنعكسة لتعطينا معلومات عن



الطبقات الصخرية التي تمر بها. من مميزات طريقة الانعكاس أنها تعطي تصوراً عما هو موجود تحت سطح الأرض نظراً لدقتها العالية، وبذلك نستطيع من خلالها تحديد العمود الطبقي وتحديد الخواص الصخرية والمرنة للكشف عن الهيدروكربونات. ومن مساوئ هذه الطريقة أنها تحتاج لعدد أكبر من المصادر والمستقبلات، وأن المسافة البينية أقرب ما يمكن بالنسبة للعمق المطلوب، علاوة على أنها مكلفة جداً مقارنة بالطرق الجيوفيزيائية الأخرى، ويتطلب تحليل البيانات المستخلصة بهذه الطريقة وقتاً طويلاً وخبرة عالية. وعلى العكس من ذلك، تمتاز الطريقة الانكسارية بأنها تحتاج لأقل عدد ممكن من المرسلات والمستقبلات، وأن المسافة البينية أبعد ما يمكن بالنسبة للعمق المطلوب، وتحليل بياناتها سهل ومباشر، ولكنها لا تعمل إلا إذا كانت السرعة تزداد مع العمق، في حين أن الطريقة الانعكاسية تعمل في جميع الأحوال. ولهذا تعتبر طريقة الانعكاس السيزمي أنجح الطرق السيزمية المستخدمة في معرفة الطبقات القريبة من سطح الأرض، وتحديد الظواهر التركيبية التي يحتمل أنها مكامن نفطية، وخاصة الطيات المحدبة والصدوع / الفوالق والقباب الملحية وبعض البنيات الاختراقية الأخرى.

عموما ما زالت طرق الانعكاس والانكسار السيزمي تُستخدم بشكل روتيني منذ ولادتها في أوائل القرن العشرين في صناعة النفط والغاز والبحث العلمي، وكما أن المسح السيزمي يجري أيضاً في البحار، باستبدال المتفجرات بتفريغ كهربائي قد يصل إلى عشرة آلاف فولت، تفرغ تحت الماء لإحداث نبض سمعي Acoustic Pulse على فترات قصيرة متتابة لإجراء المسح السيزمي على أعماق تتراوح بين 100 - 400 متر. ويمكن إجراء هذا المسح على أعماق كبيرة، قد تصل إلى 2.0- 2.5 كم، باستخدام قاذف صغير لخليط متفجر من غازي البروبان والأكسجين.

علاوة على ذلك، فإن طريقة الانعكاس السيزمي تعتمد على شركات النفط، للدرجة التي معها لا يتم حفر آبار استكشافية إلا بعد مسح تفصيلي باستخدام هذه الطريقة المكلفة، قبل اتخاذ قرار الحفر. مؤخراً، ومع التطور التقني الكبير وتوفر الحاسبات الشاملة في الحقل، أصبحت الطريقة مهيأة للاستخدام في الدراسات والفحوصات الضحلة مع العميقة، وأصبحت مناسبة للاستكشاف لأعماق تبدأ من 50 متراً. طريقة الانكسار السيزمي هي مناسبة للفحوصات والدراسات الضحلة المرتبطة بالوضع الجيولوجي تحت السطحي، وفي البحث عن المياه الجوفية، وفي الدراسات الهندسية وغيرها. كما تستخدم الطريقة السيزمية عبر الآبار في الدراسات والفحوصات الجيوتقنية، وأيضاً للحصول على مقاطع السرعة التي تساعد في تفسير البيانات الناتجة من الانعكاس والانكسار السيزمي.

1.6 العلاقات الرياضية والفيزيائية في الأوساط المرنة

1.1.6 معاملات المرونة Elasticity Parameters

المرونة Elasticity هي الخاصية التي تمتلكها بعض الأجسام للعودة إلى هيئتها وأشكالها الأصلية بعد توقف تأثير القوة التي أدت إلى التغيير في أشكالها. على سبيل المثال، السلك الفولاذي يعود إلى وضعه وشكله الأصليين، في حين يبقى السلك المصنوع من الألمونيوم على هيئته المشوهة، مما يعني أن الفولاذ (الصلب) يمتلك خاصية المرونة، على عكس حال الألمونيوم؛ والمرونة هي تحول قابل للانعكاس.

يمكن تقسيم المواد في الطبيعة طبقاً لمرونتها إلى قسمين؛ مواد مطيلة Ductile ومواد قصفة / هشة Brittle. المواد المطيلة: مواد قادرة على الخضوع لإجهادات كبيرة (درجة الحرارة الطبيعية) قبل الفشل. ميزة المواد المطيلة هي تلك التشوهات المرئية التي قد تحدث إذا كانت الأحمال قبل الانهيار كبيرة جداً. المواد المطيلة قادرة أيضاً على امتصاص كميات كبيرة من الطاقة قبل الانهيار. تشمل هذه المواد الفولاذ الرخو والألمنيوم وبعض سبائك من النحاس والمغنيسيوم والنيكل والنحاس والبرونز وغيرها الكثير. المواد القصفة Brittle: هي المواد التي تظهر القليل جداً من التشوه غير المرن. بعبارة أخرى، المواد التي تفشل عند قيم منخفضة نسبياً من الإجهاد Stress تعتبر قصفة. تشمل المواد القصفة؛ الخرسانة والحجر والحديد الزهر والزجاج والجص.

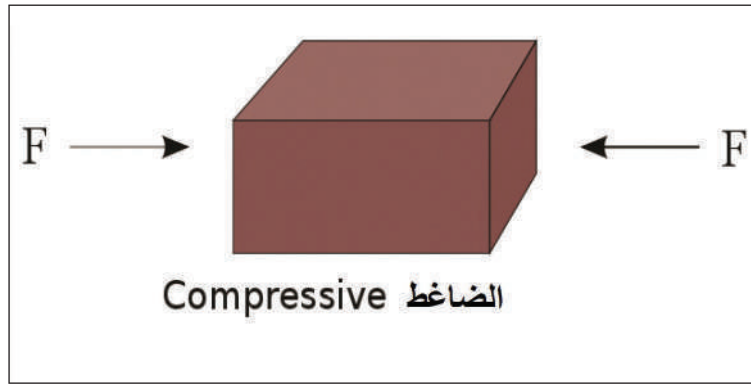
هناك ثلاث معادلات رئيسية في وصف المرونة. المعادلة الأولى؛ بدأت في عام 1830 اشتقها العالم نافيه Navier، ربط من خلالها العلاقة بين الإجهاد والتوازن. وفي عام 1850 استنتج العالم الفرنسي كوشي Cauchy العلاقة بين الانفعال والإزاحة. أما المعادلة الثالثة الخطية التي تربط الإجهاد بالانفعال فقد تم إثباتها بواسطة العالمين هوك Hooke ولامي Lamé.

يلعب الإجهاد Stress والانفعال Strain دوراً مهماً في التحكم في الخواص المرنة للمعادن والصخور من خلال الثوابت المرنة. تحدد الثوابت المرنة نسبة الإجهاد إلى الانفعال للمادة (معامل المرونة)، وعلى ضوء هذه العلاقة، تم استنباط عدد من المعاملات المرنة مع الأخذ بالاعتبار أن الوسط متجانس Homogeneous ومتماثل الخصائص Isotropic.

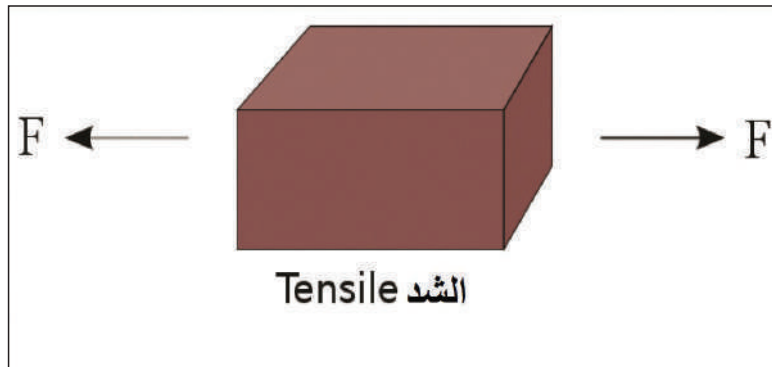


يُعرّف الإجهاد Stress بأنه القوة المطبقة لكل وحدة مساحة. يمكن أن يكون الإجهاد المطبق على مادة من نوعين هما:

- **إجهاد الشد Tensile Stress:** وهو القوة المطبقة لكل وحدة مساحة، والتي تؤدي إلى زيادة طول (أو مساحة) الجسم. تصبح الأجسام تحت ضغط الشد أرق وأطول.
- **إجهاد الانضغاط Compressive Stress:** هو القوة المطبقة لكل وحدة مساحة، والتي تؤدي إلى انخفاض طول (أو مساحة) الجسم. يصبح الجسم تحت تأثير الضغط أقصر وأكثر سمكاً.



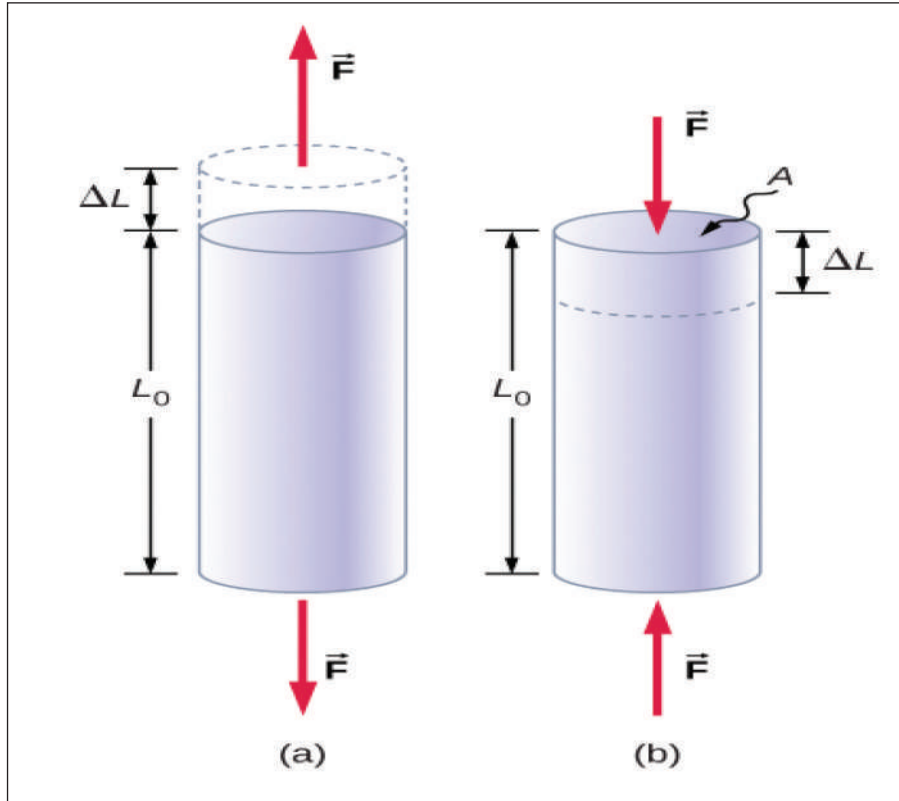
جهد الانضغاط العمودي



جهد الشد العمودي

وفقاً لتعريف الجهد، فإن الانفعال Strain، يعرف بأنه مقدار التشوه الذي يعاني منه الجسم في اتجاه القوة المطبقة، مقسوماً على الأبعاد الأولية للجسم. واعتماداً على تطبيق الجهد، يمكن أن يكون الانفعال الذي يعاني منه الجسم من نوعين هما:

- **انفعال الشد Tensile Strain:** هو التغير في طول (أو مساحة) الجسم بسبب تطبيق جهد الشد.
- **انفعال الانضغاط Compressive Strain:** هو التغير في طول (أو مساحة) الجسم بسبب تطبيق الجهد الانضغاطي. (الشكل 1.6) يشرح تأثير القوة الكلية عندما يكون الجسم في حالة شد أو ضغط.



الشكل 1.6: الوضع عندما يكون الجسم في حالة شد أو ضغط، فإن القوة الكلية عليها تساوي صفراً، لكن الجسم يتشوه بتغير طوله الأصلي L_0 . في الوضع (a) الجسم يتمدد بواسطة ΔL . وفي الوضع (b) الضغط: حيث يتقلص القضيب بمقدار ΔL .



قانون هوك Hooke's Law

اكتشف العالم الإنجليزي هوك Hooke ، عام 1660 م، قانوناً للمرونة أعطاه اسم قانون هوك، والذي ينص على أن الإجهاد يعني الكمية التي يتغير بها الجسم لارتباطها بشكلٍ خطيٍّ بالقوة التي سببت هذا التغير، وينطبق هذا القانون على المواد ذات المرونة الخطية، أي أن مقدار التشوه الناتج في الأجسام المرنة يتناسب طردياً مع القوة المؤثرة ضمن حدّ المرونة.

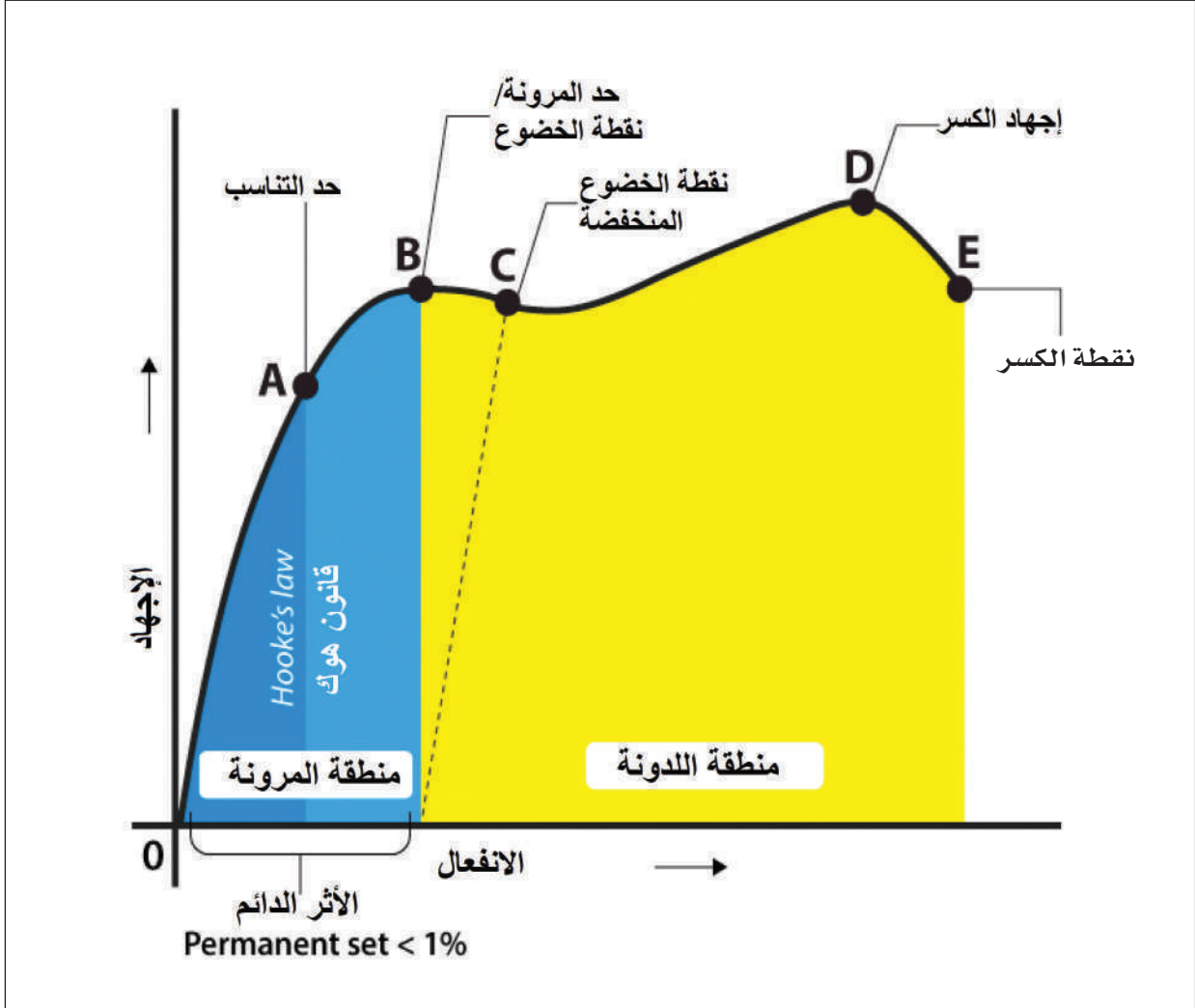
$$F(x) = - KX$$

يكتب قانون هوك رياضياً بالصورة التالية:

حيث إن: (F) هي القوة المشوهة للجسم، أي أن هذه القوة تغير أبعاد الجسم، وعند حدٍ معينٍ يمكن أن تسبب تشوهاً للجسم، أي أن الجسم لا يمكن أن يعود بعدها لوضعه الأصلي، وتقاس هذه القوة بالغالب بوحدة نيوتن. (X) هي التغير في الطول بين موقع الجسم الأصلي وموقعه الجديد، سواءً تعرّض الجسم للضغط أم التمدد، ويقاس التغير بالمتر. (K) هو ثابت هوك، وهو القوة التي تؤثر على السلك وتسبب له التغير في الطول، ووحدته القوة إلى الطول، ويقاس بالنيوتن /م.

وعملياً قد لا يتجاوز الإجهاد الكبير المطبق لفترة قصيرة الحد التناسبي أو حد المرونة، في حين أن الإجهاد الأصغر المطبق لفترة طويلة يشوه المادة بشكل دائم. قد يكون هذا أحد الأسباب التي تجعل الصخور تتصرف بمرونة مع مرور الموجات السيزمية. خارج حدود التناسب، لا يعود قانون هوك سارياً، على الرغم من أن المادة لا تزال حاداً مرناً، إلا أن العلاقة غير خطية (الشكل 2.6).

إذا تم تشويه المادة الصلبة إلى ما بعد حد المرونة، فلن تستعيد شكلها الأصلي عند إزالة الإجهاد. إذا تمت إزالة الإجهاد المطبق في النطاق المطاطي (اللدن)، فلن يعود الانفعال إلى الصفر، ويتم إنتاج انفعال دائم. في النهاية، يتجاوز الإجهاد المطبق قوة المادة ويحدث الفشل (كسر). في المواد نفسها، لا يصل الانفعال إلى قيمة ثابتة مباشرة بعد تطبيق الإجهاد، ولكنه يرتفع تدريجياً إلى قيمة ثابتة. وهذا ما يعرف بالمواد غير المرنة Inelastic. في حالة التشوه المطاطي اللدن Plastic، يستمر الانفعال في الزيادة طالما تم تطبيق الإجهاد.



الشكل 2.6: رسم بياني يوضح العلاقة الخطية حسب قانون هوك، وكذلك غير الخطية بين الإجهاد والانفعال

- يحتوي الرسم البياني للإجهاد والانفعال على نقاط أو مناطق مختلفة على النحو التالي:
1. حد التناسب (A) Proportional Limit: وهي المنطقة الواقعة في منحنى الإجهاد والانفعال التي تخضع لقانون هوك. في هذا الحد، تعطينا نسبة الإجهاد مع الانفعال ثابت التناسب المعروف بمعامل يونغ Young's modulus. تسمى النقطة (OA) في الرسم البياني بالحد التناسبي.



2. حد المرونة (B) Elastic Limit: وفيها تخضع المادة إلى قانون هوك، وتحتفظ المادة بكامل مرونتها، ويكون لديها القدرة التامة على استرجاع شكلها الأصلي، وتسمى النقطة (B) بحد المرونة. بعد هذا الحد، لا تعود المادة إلى وضعها الأصلي، ويبدأ تشوه لدن بالظهور فيها.
3. نقطة الخضوع (BC) Yield Point: وفيها نلاحظ زيادة الانفعال رغم ثبوت الإجهاد، وفي هذه المرحلة، لا تخضع المادة إلى قانون هوك، ولا تستطيع المادة استرجاع شكلها الأصلي بعد زوال القوة المؤثرة عليها. هناك نقطتا خضوع علوية (B) وسفلية (C).
4. نقطة الإجهاد النهائية (D) Ultimate Stress Point: عبارة عن نقطة تمثل أقصى ضغط يمكن أن تتحمله المادة قبل الفشل Failer بعد هذه النقطة، يحدث الفشل.
5. الكسر (E) Fracture: تمثل النقطة في منحنى الإجهاد والانفعال التي يحدث عندها فشل المادة.

نظام الإجهاد والانفعال Stress-Strain System

يعبر نظام الإجهاد عن مصفوفة مكونة من 9 مركبات، ثلاث منها عمودية (S_{xx} , S_{yy} , S_{zz}) والست الأخرى مماسية أو قصية (S_{xy} , S_{xz} , S_{yx} , S_{yz} , S_{zx} , S_{zy}) على الأسطح X و Y و Z.

$$S_{xx} = \lim_{A_x \rightarrow 0} \left(\frac{F_x}{A_x} \right)$$

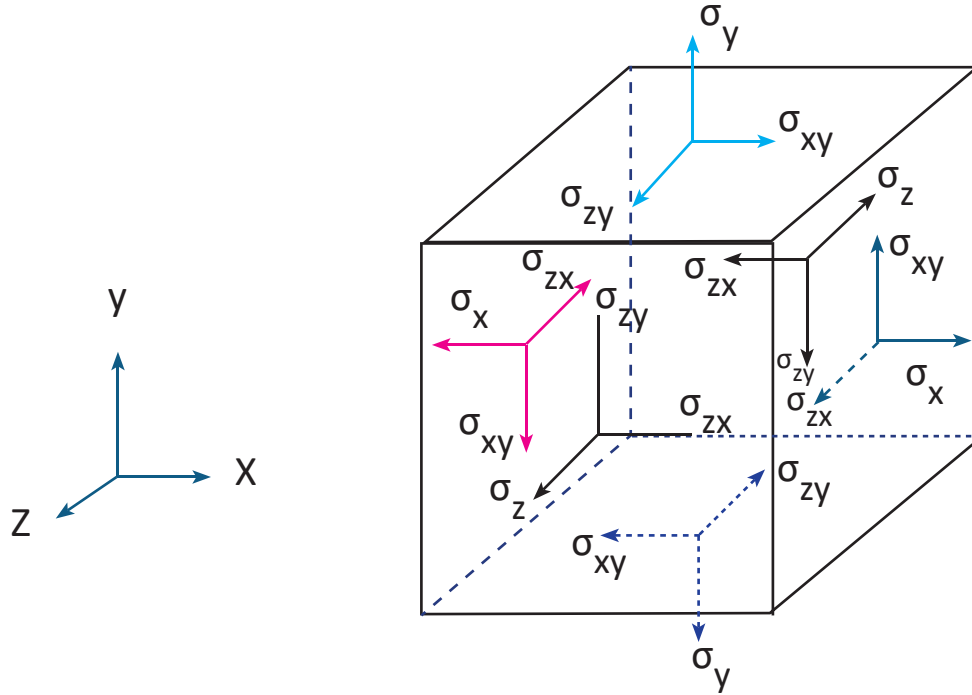
$$S_{yx} = \lim_{A_x \rightarrow 0} \left(\frac{F_y}{A_x} \right)$$

$$S_{zx} = \lim_{A_x \rightarrow 0} \left(\frac{F_z}{A_x} \right)$$

(A_x) هو مساحة السطح بالنسبة للمحور السيني. بالمثل، يعمل (F) على عنصر من السطح الطبيعي إلى المحور (Y) يحدد الإجهاد العمودي وإجهادات القص، وهكذا بالنسبة للمحور (Z). تم وصف المحاور الثلاثة بواسطة:

$$S_{\tau,j} = \begin{pmatrix} S_{xx} & S_{xy} & S_{xz} \\ S_{yx} & S_{yy} & S_{yz} \\ S_{zx} & S_{zy} & S_{zz} \end{pmatrix}$$

إذا كانت القوى المؤثرة على الجسم متوازنة (بدون دوران)، فإن المصفوفة تكون متماثلة وتتقلص إلى ستة عناصر مستقلة فقط (ثلاثة إجهادات عمودية وثلاثة إجهادات قص). ينجم عنها ستة عناصر تشبه في الاتجاه نفسه، مشكلةً 36 مركبة إجهاد-انفعال (الشكل 3.6).



الشكل 3.6: يبين العلاقة بين الإجهادات العمودية والقصية على الأسطح X و Y و Z .



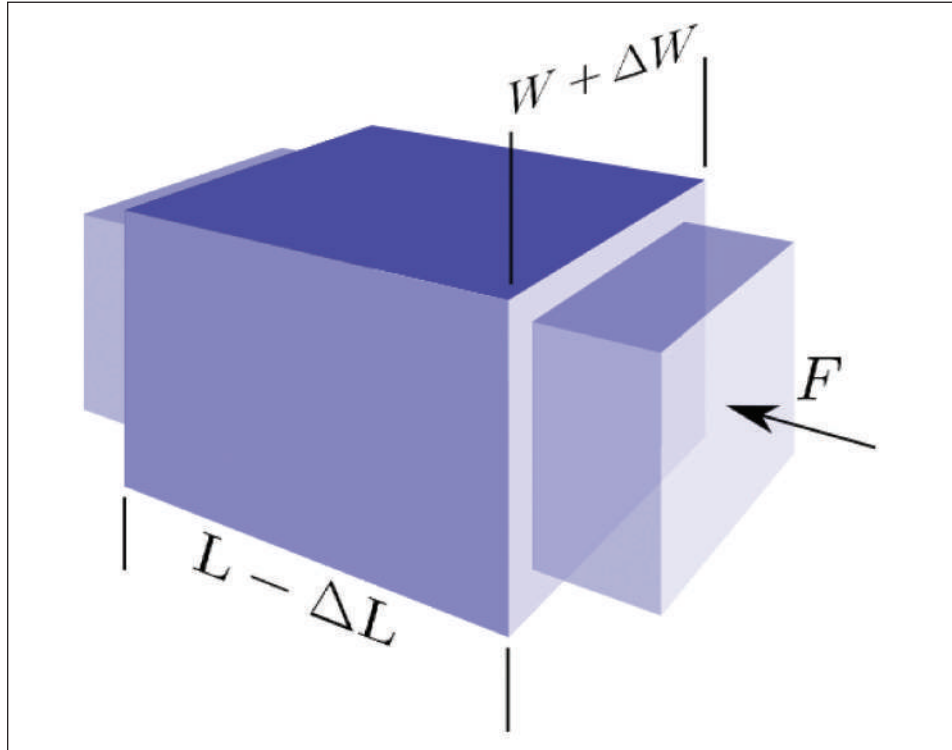
معاملات المرونة (الثوابت) The Elastic Modulus (Constants)

تحدد مجموعة الثوابت المرنة أو المعاملات المرنة خصائص المادة التي تتعرض للإجهاد والتشوه، ومن ثم تستعيد شكلها الأصلي بعد زوال المؤثر. معامل المرونة يمثل نسبة الإجهاد (الضغط) إلى الانفعال (التشوه) في مادة مرنة متجانسة. تشتمل الثوابت المرنة على المعامل الحجمي Bulk modulus، وثابت لاميه Lamé، ونسبة Poisson، ومعامل القص Rigidity، ومعامل يونغ. ولهذه الثوابت أهمية في الطرق السيزمية، لأن سرعة الموجات تعتمد على الثوابت المرنة وكثافة الصخور.

1) معامل يونغ (E) Young's Modulus

يعرف بمعامل المرونة الطولي، وهو نسبة الإجهاد S_{xx} (شد أو ضغط فقط) إلى الانفعال ϵ_{xx} للمواد الصلبة فقط (الشكل A.3.6). وحدة معامل يونغ نيوتن/م² تصبح العلاقة في حالة معامل يونغ (نيوتن/م²) وتصبح العلاقة .

$$(S_{xx} = E\epsilon_{xx}, S_{yy} = E\epsilon_{yy}, S_{zz} = E\epsilon_{zz})$$



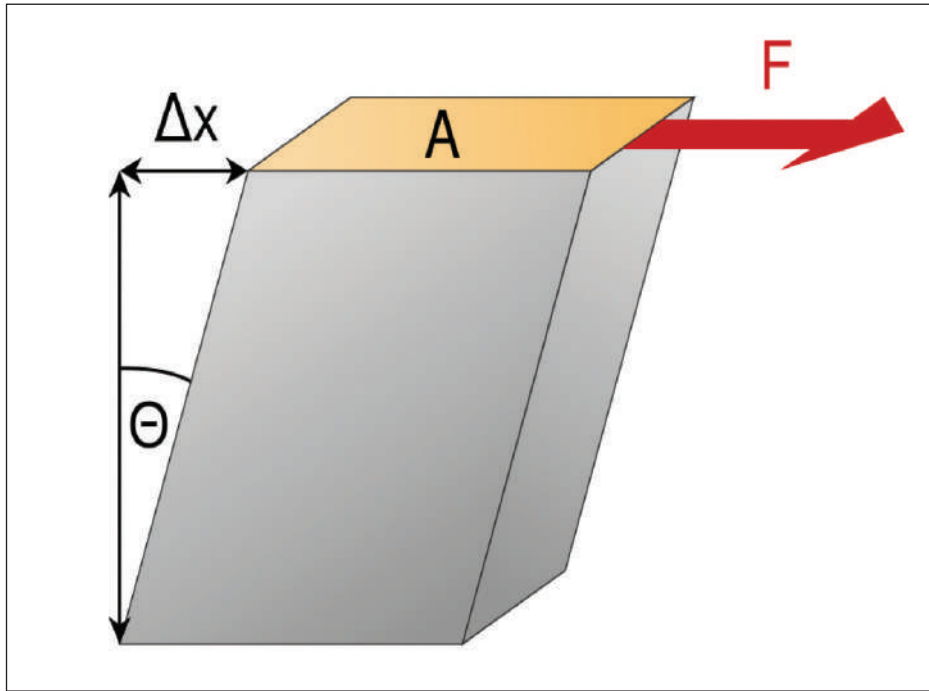
شكل A.3.6: العلاقة بين معامل يونغ ونسبة بواسون

2) معامل الصلابة (معامل القص) μ Rigidity Modulus (Shear)

هو النسبة بين إجهاد القص الذي يؤثر على المادة المرنة وبين انفعال القص الناتج. وحدة معامل القص هي Pascal (Pa)، ولكن يتم التعبير عن القيم عادةً بـ (GPa). يتم تعريفه من تشوه القص. كل إجهاد قص (S_{xy}) يتناسب مع انفعال القص المقابل ϵ_{xy} .

$$(S_{xy} = \mu \epsilon_{xy}, S_{yz} = \mu \epsilon_{yz}, S_{zx} = \mu \epsilon_{zx})$$

عند تطبيق القوة بالتوازي مع السطح، فإن الصخور تميل إلى الالتواء أو القص دون تغيير في الحجم. تبلغ قيمة معامل الصلابة أقل ما يمكن في السوائل ($\mu = 0$) حيث μ هي مقياس مقاومة الصخر لقوة الالتواء. صخر صلب = معامل صلابة كبيرة (الشكل B.3.6)



شكل B.3.6 : تأثير القوة بالتوازي على الالتواء



3) المعامل الحجمي (عدم الانضغاطية) K Bulk Modulus (Incompressibility)

هو مقياس لمقاومة الصخر للضغط عند استخدام القوة. يتم تعريفه من خلال التمدد الذي يعاني منه الجسم مقابل الضغط الهيدروستاتيكي (P) (الشكل C.3.6).

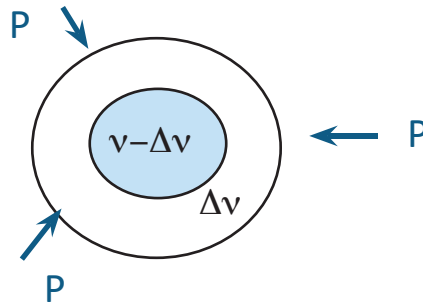
$$P = -K\theta \quad \text{or} \quad K = -\frac{p}{\frac{\Delta v}{v}}$$

θ Is the dilation التمدد

$$S_{xx} = S_{yy} = S_{zz} = -P = -K\theta$$

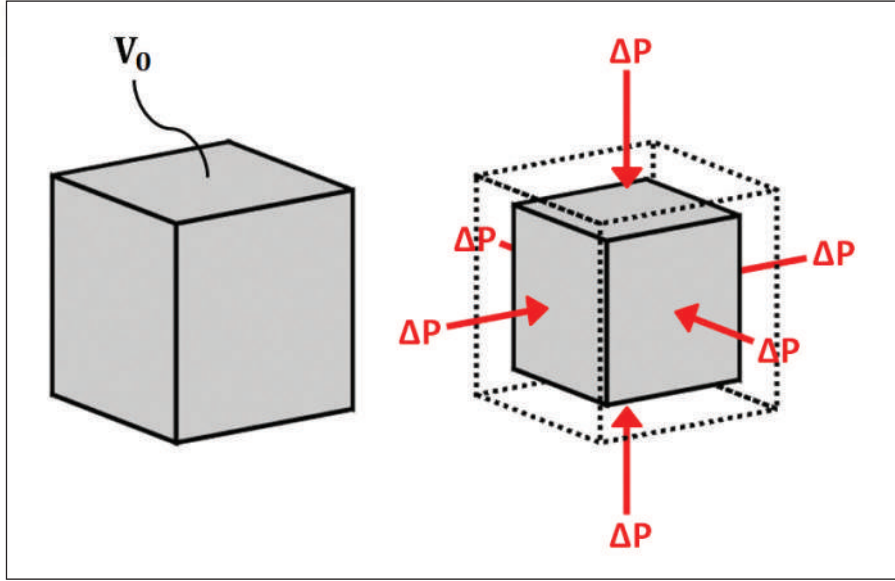
الضغط الداخلي (جهد طبيعي سلبي)

$$S_{xy} = S_{yz} = S_{zx} = \text{Zero}$$



يسمى مقلوب المعامل الحجمي (K^{-1}) Compressibility.

عموما تتراوح قيم (K, μ, E) لمعظم الصخور ما بين $10^{10} - 10^{11} \text{ N / m}^2$



شكل C.3.6 : يبين تأثير الضغوط الهيدروستاتيكية من جميع الجهات

نسبة بواسون (σ) Poisson's Ratio

وهي نسبة لها أهميتها في الأوساط المرنة، وليس لها وحدة، وتمثل التغير في الشكل الهندسي للمادة. تربط العلاقة بين الانفعال العرضي إلى الانفعال الطولي عندما يؤثر على العينة إجهاد ضمن حدود المرونة. بالنسبة للصخور الصلبة، يبلغ متوسط (σ) حوالي 0.25. وهذا يعني أن متوسط التغير الجزئي في العرض يبلغ حوالي $\frac{1}{4}$ التغير الجزئي في الطول. لا يمكن أن يكون أكبر من 0.45. تتراوح نسبة بواسون بين 0 (بدون تقلص جانبي) و 0.5 (بدون تغيير في الحجم) لسائل غير قابل للضغط. في الصخور الصلبة جداً كما في الجرانيت $\sigma \approx 0.05$ ، أما في الرواسب الدقيقة، ضعيفة التماسك $\sigma \approx 0.45$

ثابت لاميه (λ) Lamé's constant : هو مقياس لمتانة أو قوة تماثل خصائص الوسط Isotro-
pic، وهو الوسط الذي لا تعتمد فيه صفات المرونة على الاتجاه، ويعبر عنه بدلالة E، σ،
ووحده نيوتن / م² أو Mpa

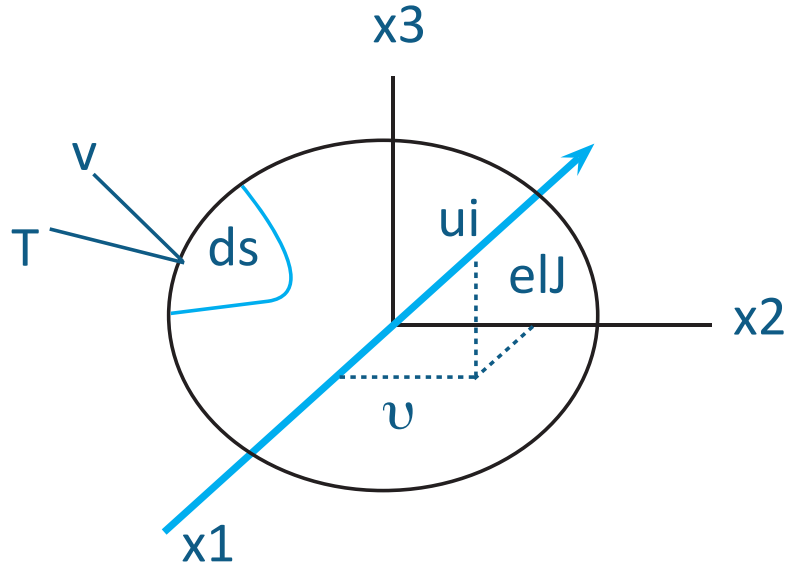


2.1.6 علاقة كوشي للأوساط المرنة Cauchy's Relation

ترتبط علاقة كوشي في الأوساط المرنة بالإجهاد المبذول عند كل نقطة فقط من خلال الحالة الحالية للتشوه. ويترتب على ذلك أن الإجهاد في مادة كوشي المرنة لا يعتمد على مسار التشوه، أو تاريخ التشوه، أو على الوقت الذي يستغرقه تحقيق هذا التشوه، أو المعدل الذي يتم فيه الوصول إلى حالة التشوه. يشير التعريف أيضاً إلى أن المعادلات التأسيسية محلية مكانياً؛ أي أن الإجهاد يتأثر فقط بحالة التشوه في منطقة مجاورة متناهية الصغر للنقطة المعنية، دون اعتبار لتشوه أو حركة بقية المادة. كما يشير أيضاً إلى أن قوى الجسم (مثل الجاذبية) وقوى القصور الذاتي لا يمكن أن تؤثر على خصائص المادة .

$$T = \lim_{\Delta s \rightarrow 0} \frac{F}{\Delta s}$$

$$T_i = \tau_{ji} v_j \quad \text{علاقة كوشي}$$



حيث: τ = tensor

vector = T قوة موجهة

S = المساحة

Unit vector = V وحدة المتجهات

$\tau_{iJ} = \tau_{Ji}$ عندما تكون المادة في حالة اتزان

$i = J$ إجهاد العمودي

$i \neq J$ إجهاد مماسي

u = إزاحة

$\partial \ell$ = المسافة بين نقطتين لجسم صلب (u) هي نفسها لجميع النقاط $\partial \ell$ وتبقى ثابتة. وعندما يكون الجسم مشوهاً فان قيمة (u) تختلف باختلاف النقاط و $d\ell'$ تتغير حسب المعادلة التالية :

$$d\ell'^2 - d\ell^2 = 2 \frac{\partial u_i}{\partial x_i} dx_j dx_i$$

$\partial \ell$ قبل التشوه

$d\ell'$ بعد التشوه

في حالة التشوهات الصغيرة

$$e_{IJ} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_J} + \frac{\partial u_J}{\partial x_i} \right) = \frac{1}{2} (u_{i,J} + u_{J,i})$$



في حالة الدوران نجد أن w غير متماثلة

$$w_{IJ} = \frac{1}{2} (u_{i,J} - u_{J,i})$$

وبتطبيق المشتقات الجزئية

$$u_{i,J} = e_{iJ} + w_{iJ}$$

$$w = \nabla x u$$

$$w_i = e_{IJK} u_{K,J}$$

$$w_i = 2e_{IJK} w_{Jk}$$

القيم الذاتية Eigen Values والمتجهات الذاتية Eigen Vectors

تشكل المتجهات الذاتية نظاماً من المحاور المتعامدة، وجميع مكونات الـ Tensor تساوي صفراً، باستثناء تلك الموجودة في القطر الرئيس، حيث تكون قيماً ذاتية.

$$(\tau_{iJ} - \delta_{iJ}) v_i = 0$$

δ_{IJ} كرونكر دلتا Kronecker delta

تمثل القيم الذاتية الجذور التكعيبية الثلاثة للمحدد \det الناتجة عند مساواتها بالصفر

$$Det = [\tau_{IJ} - \delta_{IJ}] = 0$$

تتوافق المتجهات الذاتية الثلاثة V_i^1, V_i^2, V_i^3 مع القيم الذاتية الثلاث $\delta_1, \delta_2, \delta_3$

$$\tau_{IJ} = \begin{pmatrix} \delta_1 & 0 & 0 \\ 0 & \delta_2 & 0 \\ 0 & 0 & \delta_3 \end{pmatrix}$$

τ_{IJ} له مركبة عمودية فقط مماثلة للانفعال e_{IJ}

$$e_{IJ} = \begin{pmatrix} \varepsilon_1 & 0 & 0 \\ 0 & \varepsilon_2 & 0 \\ 0 & 0 & \varepsilon_3 \end{pmatrix}$$

$$\tau_{11} + \tau_{22} + \tau_{33} = \delta_1 + \delta_2 + \delta_3 = \text{ثابت}$$

$$e_{11} + e_{22} + e_{33} = \varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3 = \text{ثابت}$$

$$e_{11} + e_{22} + e_{33} = u_{1,1} + u_{2,2} + u_{3,3} = \theta$$

تمدد تكعيبي $\nabla \cdot u = \theta$ Cubic Dilation

وحسب علاقة كوشي فإنه يمكن التعبير عن قانون هوك بالصيغة التالية :

$$\tau_{IJ} = C_{IJKl} e_{kl} \quad (1)$$

$e =$ الانفعال $\tau =$ الإجهاد

C_{IJKl} عبارة عن Tensor من الدرجة الرابعة لمعاملات المرونة، ويحتوي على 81 مركبة.

$$C_{ijkl} = C_{klij} \quad \text{في حالة المرونة التامة}$$

وعلى ضوء ذلك تتقلص معاملات المرونة إلى 21 مركبة.

$$\tau_{IJ} = C_{IJKl} u_{k,l} \quad \text{وفي حالة الإزاحة } u$$



في حالة الأوساط متماثلة الخواص Isotropic من جميع الاتجاهات نجد أن :

$$C_{IJKl} = \lambda \delta_{IJ} \delta_{Kl} + \mu (\delta_{ik} \delta_{Jl} + \delta_{il} \delta_{Jk}) \quad (2)$$

وتمثل (μ) معامل الصلابة و (λ) معامل ليم لـ 21 مركبة الموضحة في المعادلة أعلاه C_{IJKl}

$$C_{1111} = C_{2222} = C_{3333} = \lambda + 2\mu$$

$$C_{1122} = C_{1133} = C_{2233} = C_{2211} = C_{3311} = C_{3322} = \lambda$$

$$C_{1212} = C_{2121} = C_{1221} = C_{2112} = C_{1313} = C_{3131} = C_{1331} = C_{3113}$$

$$= C_{2323} = C_{3232} = C_{2332} = C_{3223} = \mu$$

بالتعويض من المعادلة (2) في (1)

$$\tau_{ij} = \lambda \delta_{ij} e_{kk} + 2\mu e_{ij} \quad (3)$$

نجد أن مشتقات الإزاحة حسب علاقة كوشي

$$\tau_{ij} = \lambda \delta_{ij} u_{k,k} + \mu (u_{ij} + u_{ji})$$

وكذلك المعامل الحجمي Bulk Modulus (K)

$$\tau_{11} + \tau_{22} + \tau_{33} = 3k (e_{11} + e_{22} + e_{33}) \quad (4)$$

وفي حالة الضغط الهيدروستاتيكي، تكون الضغوط الطبيعية متساوية

$$\tau_{11} = \tau_{22} = \tau_{33} = -p$$

$$P = -k\Theta$$

وفي حالة معامل القص (G) Shear Modulus

يكون هناك تغير في الشكل دون تغير في الحجم لإجهادات القص أو الإجهاد والانفعال الانحرا في

$$\tau'_{iJ} = 2Ge'_{iJ}$$

= G = μ معامل القص أو الصلابة، وبالتعويض عن (4) في (3) في علاقة كوشي نجد أن

$$k = \lambda + 2/3 \mu$$

يربط معامل Young (E) الإجهاد والانفعال الطولين في الاتجاه نفسه .

$$E = \frac{\tau_{11}}{e_{11}}$$

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} = \frac{9k\mu}{3k + \mu}$$

أما نسبة بواسون (δ) Poisson's ratio، التي تربط العلاقة بين الانفعال العرضي إلى الانفعال الطولي عندما يؤثر إجهاد على العينة ضمن حدود المرونة. حسب علاقة كوشي تصبح :

$$\delta = \frac{-e_{22}}{e_{11}}$$

إذا أخذنا بعين الاعتبار $e_{33} = e_{22}$

$$\therefore \delta = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$$



هناك ارتباط وثيق بين المعامل الحجمي الكلي ومعامل الصلابة، ويمكن التعبير عنهما بدلالة معامل يونغ ونسبة بواسون كالتالي:

$$G = \frac{E}{2(1+\delta)}$$

$$K = \frac{E}{3(1-2\delta)}$$

وعلى ضوء ما سبق من معادلات سابقة، يمكن تبسيطها في الجدول الموضح أدناه.

δ	λ	K
0	0	$\frac{2}{3}\mu$
$\frac{1}{8}$	$\frac{1}{3}\mu$	μ
$\frac{1}{4}$	μ	$\frac{5}{3}\mu$
$\frac{1}{2}$	K	λ

جدول 1.6 : يوضح العلاقات الرياضية بين معاملات المرنة

Variables	Bulk Modulus, κ	Young's Modulus, E	Poisson's Ratio, ν	Shear Modulus, μ
ρ, v_p, v_s	$\rho(v_p^2 - (4/3)v_s^2)$	$\rho v_s^2 \frac{(3v_p^2 - 4v_s^2)}{v_p^2 - v_s^2}$	$\frac{v_p^2 - 2v_s^2}{2(v_p^2 - v_s^2)}$	ρv_s^2
λ, μ	$\lambda + (2\mu/3)$	$\mu \frac{3\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu}$	$\frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$	-
κ, λ	-	$9\kappa \frac{\kappa - \lambda}{3\kappa - \lambda}$	$\frac{\lambda}{3\kappa - \lambda}$	$(3/2)(\kappa - \lambda)$
κ, μ	-	$9\kappa \frac{\mu}{3\kappa + \mu}$	$\frac{3\kappa - 2\mu}{2(3\kappa + \mu)}$	-
E, μ	$(E\mu/3)(3\mu - E)$	-	$(E/2\mu) - 1$	-
κ, E	-	-	$\frac{3\kappa - E}{6\kappa}$	$\frac{3\kappa E}{9\kappa - E}$
λ, ν	$(\lambda/3)(1 + 1/\nu)$	$(\lambda/\nu)(1 + \nu)(1 - 2\nu)$	-	$(\lambda/2\nu)(1 - 2\nu)$
μ, ν	$\mu \frac{2(1+\nu)}{3(1-2\nu)}$	$2\mu(1 + \nu)$	-	-
κ, ν	-	$3\kappa(1 - 2\nu)$	-	$(3\kappa/2) \frac{1-2\nu}{1+\nu}$
E, ν	$E \frac{1}{3(1-2\nu)}$	-	-	$(E/2) \frac{1}{1+\nu}$



تأثير درجة الحرارة.

تم استنباط تأثير درجة الحرارة على معاملات المرونة من خلال علاقة كوشي

$$\tau_{IJ} = \delta_{IJ} \lambda e_{kk} + 2\mu e_{IJ} - k\alpha(T - T_0)\delta_{IJ}$$

α : معامل التمدد الحراري

$\tau_{IJ} = 0$ إذا لم يكن هناك إجهادات مطبقة

$$e_{kk} = \theta = \alpha (T - T_0)$$

إذا زادت درجة الحرارة ($T > T_0$) فإن قيمة (θ) موجبة، ولا زيادة في الحجم

$$\alpha = \left(\frac{\partial V}{\partial T} \right)_P$$

$$\frac{1}{k} = \left(\frac{\partial V}{\partial P} \right)_T$$

مع التغيرات في درجة الحرارة عندما لا يكون هناك انتقال للحرارة، فهذه عملية ثابتة الحرارة

Adiabatic، ثم النمذجة الأكبر ثابتة الحرارة K_α

$$\frac{1}{k_a} = \left(\frac{\partial V}{\partial P} \right)_S \text{ ثابتة } constant \text{ entropy}$$

Enthalpy dH والمحتوى الحراري ∂Q الحرارة المتزايدة

$$\partial Q = \left(\frac{\partial Q}{\partial T} \right)_P dT + \left(\frac{\partial Q}{\partial P} \right)_T dP$$

$$dH = Tds + VdP$$

$$\left(\frac{\partial v}{\partial P} \right)_S = \left(\frac{\partial v}{\partial P} \right)_T + \frac{T}{CP} \left(\frac{\partial v}{\partial T} \right)_P^2$$

$$\frac{1}{K_a} = \frac{1}{k} - \frac{T}{\alpha^2 CP}$$

$$CP = \left(\frac{\partial Q}{\partial T} \right)_P \text{ حيث}$$

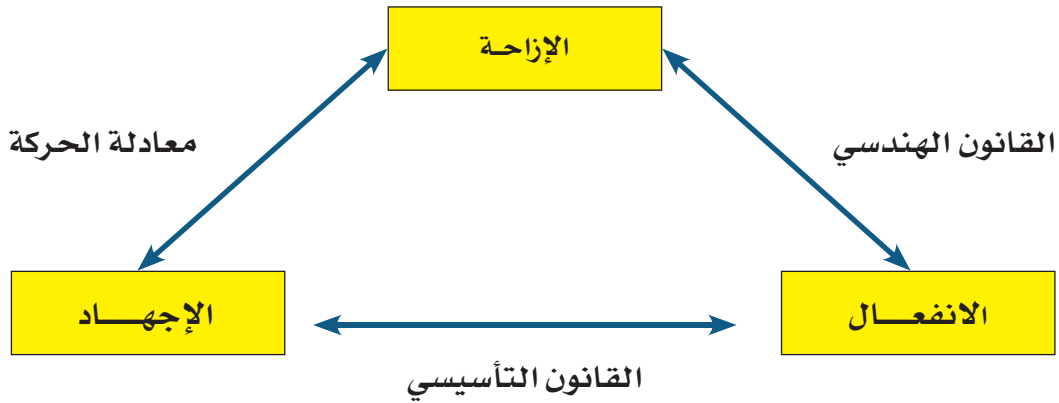
CP تمثل الحرارة النوعية عند ضغط ثابت

3.1.6 المعادلة الموجية ثلاثية الأبعاد 3-D Wave Equation

ترتبط معادلات الحركة مع قوانين نيوتن بثلاثة مفاهيم مهمة هي؛ الإزاحة أو المسافة، والسرعة، والتسارع. من العلاقة بين الإجهاد والانفعال والإزاحة. في كل معادلة من معادلات الحركة متغيرات، يكون أحدها مجهولاً، فالمعادلة الأولى لا يوجد فيها متغير الإزاحة، والمعادلة الثانية لا يوجد فيها متغير السرعة النهائية، والمعادلة الثالثة لا يوجد فيها متغير الزمن.

ينص قانون نيوتن الثاني للحركة على أنه عندما تؤثر قوة ثابتة على جسم ذي كتلة فإنها تتسبب في تسارعه، أي تُغير سرعته بمعدل ثابت. في أبسط الحالات، تؤدي القوة المطبقة على جسم في حالة سكون إلى تعجيله باتجاه القوة.

من العلاقة بين الإجهاد والانفعال والإزاحة، يمكن اشتقاق معادلة الموجة ثلاثية الأبعاد (الشكل 4.6).



الشكل 4.6 : يوضح الرسم البياني القوانين التي تربط بين الإجهاد والانفعال والإزاحة

تحدث الحركة النسبية على أي جسم عندما يكون هناك اختلاف في الإجهاد (تدرج الإجهاد). تدرج الإزاحة (u) مطلوب لإنشاء انفعال وتدرج الإجهاد مطلوب لإحداث الحركة. إذا كانت تمثل ثلاث مركبات للإزاحة في اتجاه (X, Y, Z) بانتظام. هناك ست مركبات قص وثلاث مركبات عمودية على النحو التالي:

$$e_{xy} = e_{yx} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)$$

$$e_{xz} = e_{zx} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right)$$

$$e_{zy} = e_{yz} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \right)$$

ملاحظة : زاوية القص تساوي ضعف مركبة قص الانفعال، ومركبات الانفعال العمودية هي :

$$e_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}, \quad e_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}, \quad e_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z}$$

يتم إعطاء التممد التكعيبي Δ بواسطة

$$e_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}, \quad e_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}, \quad e_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z}$$

أو

$$\Delta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$$

$$\Delta = \nabla \cdot u \quad (1)$$

بالنسبة للمواد ذات المرونة التامة والخصائص المتماثلة Isotropic، ينص قانون هوك على ما

يلي :

$$\begin{array}{ll} \text{إجهاد عمودي} & \text{إنفعال عمودي} \\ \delta_{xx} & = \lambda\Delta + 2\mu e_{xx} \end{array} \quad (2)$$

$$\delta_{yy} = \lambda\Delta + 2\mu e_{yy} \quad (3)$$

$$\delta_{zz} = \lambda\Delta + 2\mu e_{zz} \quad (4)$$

λ , تمثل ثابت لامى *Lame* و μ تمثل معامل القص أو الصلابة

$$\begin{array}{l} \text{انفعال القص} \\ \delta_{xy} = \delta_{yx} = 2\mu e_{xy} \end{array} \quad (5)$$

$$\delta_{xz} = \delta_{zx} = 2\mu e_{xz} \quad (6)$$

$$\delta_{yz} = \delta_{zy} = 2\mu e_{yz} \quad (7)$$

$$\delta_{iJ} = \lambda \Delta \delta_{iJ} + 2\mu e_{iJ} \quad \text{بشكل عام}$$

$$i, J = x, y, z$$

وإذا أخذنا كرونىكر دلتا *Kronecker delta* بالاعتبار

$$i = J \quad \text{حيث } \delta_{iJ} = 1$$

$$i \neq J \quad \text{حيث } \delta_{iJ} = 0$$

وإذا اعتبرنا أن هناك حجمًا أوليًا للكثافة ρ يتم إزاحته نتيجة لوجود فروق في الإجهاد.

باستخدام قانون نيوتن الثاني للحركة ($F = ma$) على السطح الأولي الذي يكون وضعة الطبيعي

في إتجاه *X-axis*

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \delta_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \delta_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \delta_{xz}}{\partial z} \quad (8)$$

بالتعويض من المعادلات (2)، (5)، (6) في المعادلة (8)

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial}{\partial x} (\lambda \Delta + 2\mu e_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y} (2\mu e_{xy}) + \frac{\partial}{\partial z} (2\mu e_{xz})$$



أو

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \Delta + 2\mu \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mu \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right)$$

وبافتراض وجود وسط متجانس، و $(\lambda$ و μ هي ثوابت)، يمكن أن تكتب:

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} &= \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + 2\mu \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \mu \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \mu \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial y} + \mu \frac{\partial^2 w}{\partial x \partial z} + \mu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ &= \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \mu \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) = \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u \end{aligned}$$

(9) حيث ∇^2 معامل لابلاس *Laplacian*

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$$

وبالمثل، يتم استخدام مركبات y و z للقوى للحصول على معادلات لـ v و w

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = \lambda + \mu \frac{\partial \Delta}{\partial y} + \mu \nabla^2 v$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w$$

(10)

أولاً: نقوم باشتقاق معادلات (w, v, u) بالنسبة إلى (z, y, x) على التوالي، ونجمع النتيجة، نحصل على:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = (\lambda + \mu) \frac{\partial^2 \Delta}{\partial x^2} + \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) + (\lambda + \mu) \frac{\partial^2 \nabla}{\partial y^2} + \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right) + (\lambda + \mu) \frac{\partial^2 \nabla}{\partial z^2} + \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)$$

أو

$$\rho \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \nabla^2 \Delta + \mu \nabla^2 \Delta = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Delta$$

هذه تمثل المعادلة الموجية لتشويه التمدد Dilataion والذي ينتقل بسرعة

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

هذا النوع من الموجات يشتمل فقط على التمدد بدون دوران، ويسمى موجات طولية أو أولية

P-wave

ثانياً: نقوم باشتقاق المعادلة (9) بالنسبة إلى (y) والمعادلة (10) بالنسبة إلى (x):

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right) = \lambda + \mu \frac{\partial^2 \Delta}{\partial x \partial y} + \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (11)$$

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} \right) = \lambda + \mu \frac{\partial^2 \Delta}{\partial x \partial y} + \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial v}{\partial x} \right) \quad (12)$$

وبطرح المعادلة (12) من المعادلة (11) نستنتج أن

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \right) = \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \right)$$



من خلال اشتقاق وطرح المشتقات، نحصل على المعادلتين التاليتين :

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) = \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right)$$

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \right) = \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \right)$$

ومع أن $\frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x}$ تمثل مركبات الـ $curl u$ أو $\nabla \wedge u$ ، يمكن كتابة المعادلات الثلاث:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} (curl u) = \mu \nabla^2 (curl u)$$

هذه معادلة موجية متجهة لتشويه دوراني ينتقل بسرعة.

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

يتضمن هذا النوع من الموجات الدوران فقط بدون تغير في الحجم، ويسمى الموجات الثانوية S-wave أو موجات القص.

2.6 الموجات السيزمية Seismic Waves

1.2.6 الخصائص العامة للموجات السيزمية

تتميز الموجات السيزمية بالخصائص الآتية:

سرعة الموجة Wave velocity: وهي السرعة التي تتحرك فيها الموجة سواء في الفراغ أم في الوسط الناقل، ويمكن التفكير فيها على أنها السرعة التي تقوم الموجة فيها بإعادة توليد نفسها، ويُرمز إليها بالرمز "C"، ويتم حسابها عادة بوحدة م/ث.

$$C = \frac{w}{k = f\lambda} \quad \text{السرعة}$$

الطول الموجي Wave length: يرمز إليه بالحرف اليوناني « λ »، وهو عبارة عن المسافة بين قمتين متتاليتين أو قاعين متتاليين، هذا، في حالة الأمواج المستعرضة، لكن، في الأمواج الطولية، فإن الطول الموجي هو المسافة بين تضاعطين متتاليين، أو تخلخين متتاليين.

$$\lambda = cT = \frac{2\pi}{k} \quad \text{الطول الموجي}$$

التردد Frequency: هو عبارة عن عدد الموجات التي تمر خلال نقطة معينة في ثانية واحدة، ويُرمز له بالرمز "f"، وبشكل عام يُقاس التردد بعدد الدورات في الثانية، أو وحدة الهيرتز. ومفهوم التردد مرتبط بسرعة الموجة وطولها الموجي حسب العلاقة التالية:

$$f = \frac{w}{2\pi} = \frac{c}{\lambda} \quad \text{التردد}$$

التردد الزاوي Angular frequency: هي كمية عددية تعبر عن سرعة الدوران. التردد الزاوي هو متجه السرعة الزاوية طويل. في نظام الوحدات الدولي يقاس التردد الزاوي بالراديان في الثانية، بالرمز s^{-1} ، وذلك لأن الراديان ليس له رمز. وعلى اعتبار أن كل دورة تعادل 2π راديان ينتج

$$f = \frac{w}{2\pi} = \frac{c}{\lambda} \quad \text{لدينا العلاقة}$$



الفترة: هي مقدار الوقت اللازم لإكمال دورة كاملة من الموجة، وهي تساوي نسبة الطول الموجي إلى سرعة الموجة، ويُعبر عنها بالعلاقة الرياضية الآتية: $T = \lambda / v$ ، وهي تساوي أيضاً $T = 1/f$.

السعة: هي أقصى إزاحة للجسيمات المتأرجحة من وضعها الطبيعي. سعة الموجة هي واحدة من خصائص الموجة التي تؤثر على مقدار طاقتها، ذلك أن طاقة الموجة تتناسب تناسباً طردياً مع سعتها. وتُعرف السعة على أنها المسافة بين قمة الموجة أو قاعها مع المستوى الصفري، وهو المستوى الذي تختفي عنده الحركة الموجية، كما يمكن التفكير فيه على أنه مستوى الأتزان للوسط الناقل للموجة (الشكل 5.6) **طاقة الموجة:** وهي واحدة من أهم خصائص الموجات، لأنها تمكنا من معرفة الطاقة المنتقلة من الموجة إلى أي شيء آخر، وتتناسب الطاقة المنتقلة من الموجة مع مربع التردد، ومع مربع السعة، وكذلك مع سرعتها.

$$\text{العدد الموجي: } k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (\text{معكوس الطول الموجي})$$

$$\lambda = \frac{v}{c}$$

أثناء مرور الموجة (P) في الاتجاه (X).

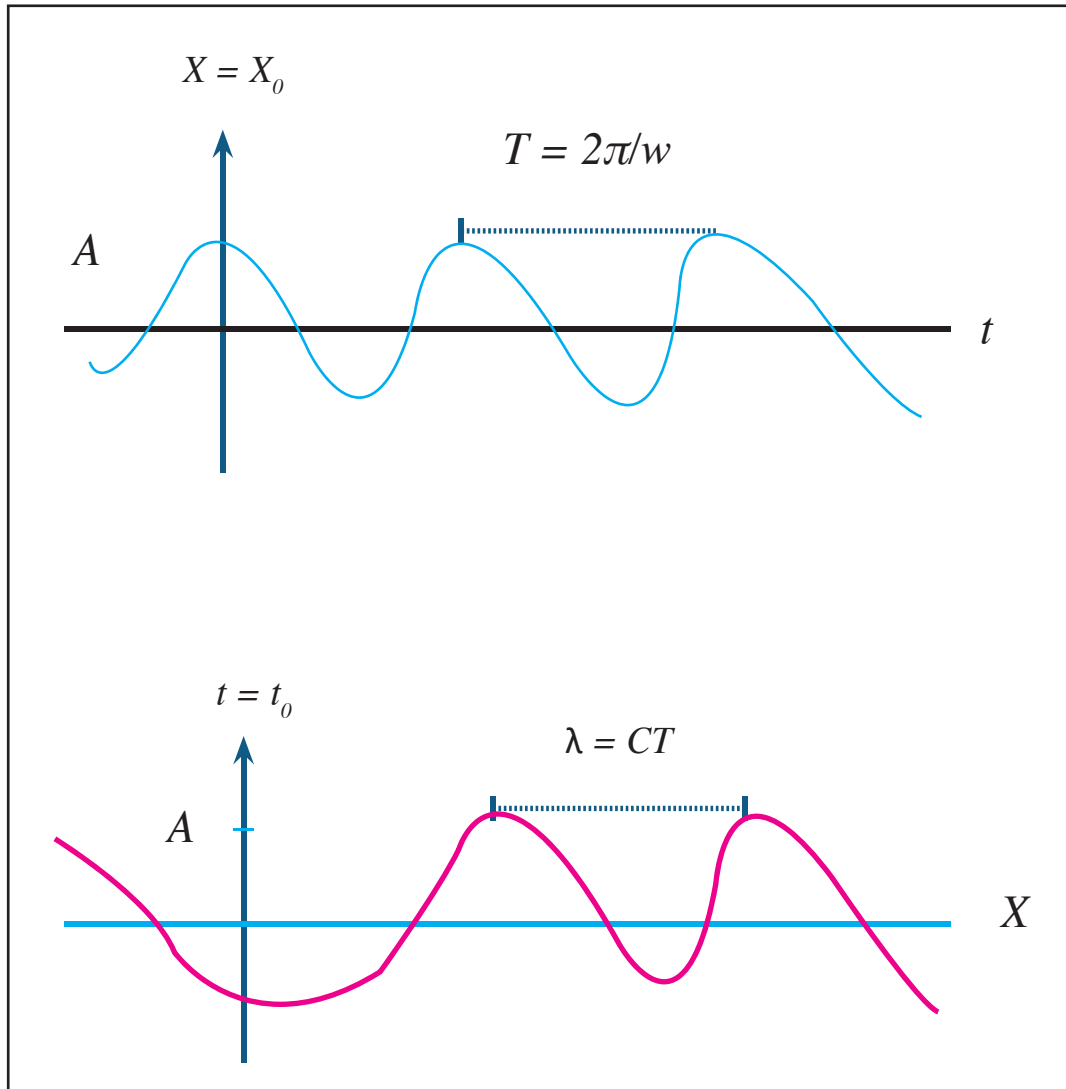
يمكن كتابة الإزاحة التوافقية (u) للجزيئات من موضعها المتوسط

$$u = A \sin 2\pi \left(\frac{x}{\lambda} - \frac{t}{T} \right)$$

تسمى الكمية الموجودة بين قوسين مرحلة أو طور الموجة.

$$u = A \sin (KX - wt) = A \sin K (X - ct)$$

(C) هي سرعة الطور: السرعة التي تنتقل بها مرحلة ثابتة (قمة أو قاع).



الشكل 5.6: يوضح الاتساع والطول الموجي والفترة الزمنية للموجة



2.2.6 أنواع الموجات السيزمية

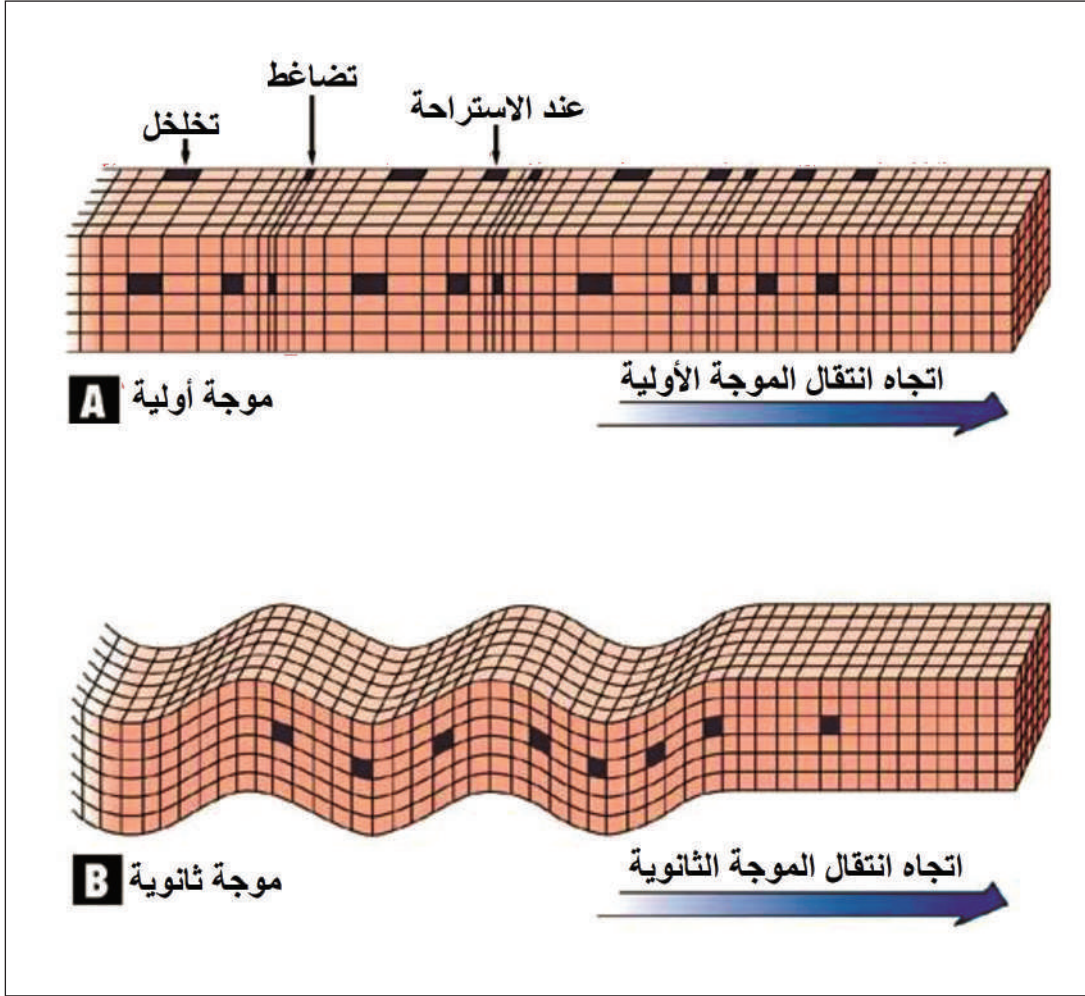
يمكن تصنيف الموجات السيزمية بالاعتماد على معيارين مختلفين لأنواع الموجات، المعيار الأول: يعتمد على اتجاه انتشار الموجة، والمعيار الثاني: يعتمد على مدى حاجة الموجة لوسط يحملها أو عدم احتياجها لمثل هذا الوسط. يعتمد تصنيف الأمواج على اتجاه انتشارها، وهي تُقسم إلى ثلاثة أقسام رئيسية، هي: الأمواج الطولية والأمواج المستعرضة والأمواج السطحية. يطلق على الأمواج الطولية والمستعرضة الموجات الجسمية Body waves، والتي تحدث داخل صخر متجانس ومنتظم، وتنتقل عبر الطبقات الداخلية للأرض، وتعطي صوراً واضحة عن التركيب الداخلي لها، كما تحدد مركز الزلزال وبؤرته. تتوقف سرعة الموجات الطولية والمستعرضة على كثافة وخواص الصخور، وهي موجات ذات تردد أعلى مقارنة بالموجات السطحية.

1. الموجات الطولية أو الأولية Primary waves: لأنها أول الموجات وصولاً تكون فيها حركة الجزيئات للأمام والخلف في اتجاه انتشار الموجة نفسها، وذات ذبذبات قصيرة، حيث أن حركة الجزيئات الناتجة من انتشار هذه الموجات داخل الوسط تسير في سلسلة من التضامعات والتخلخلات التي تحدث في اتجاه انتشار الموجة، ويُعرف هذا النوع أيضاً بالموجات الطولية Longitudinal waves. وحيث أن سرعة هذا النوع من الموجات تكون عالية، فإنها تصل قبل الموجات الأخرى عند تسجيلها من خلال مستقبل. كما أنها تسمى بالموجات التضامعية Compressional waves أو Dilational waves. في الواقع، فإن حركة هذه الجزيئات يشبه أسلوب انتقال الصوت خلال الهواء. كما أنها عند وصولها إلى سطح الأرض قادمة من العمق يتحول جزء منها إلى موجات صوتية في الهواء، يمكن للإنسان سماعها عند ذبذبات معينة تزيد عن 15 ذبذبة في الثانية. ولها القدرة على الانتشار في الأجسام الصلبة والسائلة والغازية، تؤدي إلى ذبذبة الوسط الذي تخترقه في اتجاه سيرها نفسه وتتراوح سرعتها بين 5.5 و 13.8 كيلومتراً في الثانية، وتزداد سرعتها كلما زاد العمق في باطن الأرض.

2. الموجات الثانوية أو المستعرضة Transverse wave: والتي تكون فيها حركة الجزيئات في مستوى معامد على اتجاه انتشار الموجة. وبما أن هذه الموجات تصل دائماً بعد الموجات الأولية فإنها تعرف بالموجات الثانوية Secondary waves. يتم الإشارة لهذه الموجات أيضاً بموجات القص Shear wave أو القصيرة أو الإزاحة، حيث أن حركة الموجات خلال الصخر تجعل الجزيئات أيضاً خاضعة لحركة القص. وحيث أن انتشارها يعتمد على التشوه الشكلي في الأوساط التي تمر بها، فإنها تنتشر في المواد الصلبة فقط ولا تنتشر في السوائل. وهذه هي الخاصية التي من خلالها تم الاستدلال على أن لب الأرض الخارجي عبارة عن طبقة مائعة؛ حيث أن الموجات الثانوية لا تستطيع أن تنتشر أو تعبر خلاله كما تفعل الموجات الأولية. تتميز الموجات القصيرة بخاصية تغيير النمط عند اصطدامها بالحد الفاصل بين وسطين مختلفي الخواص على شكل استقطاب عمودي SV أو أفقي SH. يمكن من خلال دراسة الاستقطاب لهذه الطاقة تمييز تركيب التربة المكونة لسطح الأرض.

يبين (الشكل 6.6) رسماً توضيحياً للموجات الجسمية، والمتمثلة في الموجات الأولية (a) والموجات الثانوية (b). عند إرسال هذه الموجات تحت سطح الأرض، وعندما تمر خلال الحد الفاصل، يتكون هناك في كثير من الأحوال انتقال وتحويل الطاقة بين الموجات الأولية والموجات الثانوية، مما يؤدي إلى تشكيل موجات جديدة أولية وثانوية ذات طاقة جديدة، وهكذا تستمر عملية توليد الموجات الأولية والثانوية بطاقات مختلفة إلى أن تضمحل الموجة.





الشكل 6.6: رسم توضيحي للموجات الجسمية والمتمثلة في الموجات الأولية (A) والموجات الثانوية (B)

3. الموجات السطحية Surface Waves

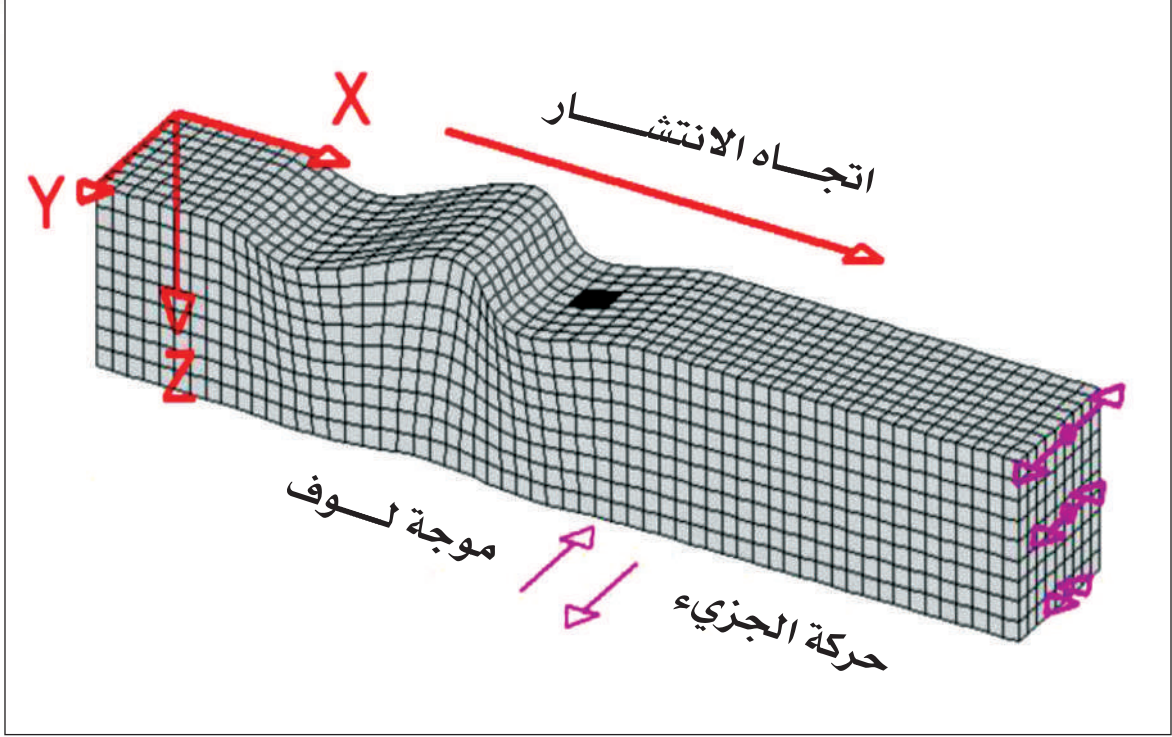
تعدّ الموجات السطحية أو الموجات الطويلة أقل تردداً من الموجات الجسمية، ولكنها أكثر أنواع الموجات الزلزالية تدميراً وبالأخص موجات رالي، وهي تنتقل بالقرب من سطح الأرض دون أن تمر إلى جوفها، وهي أبطأ أنواع الموجات السيزمية، إلا أنّها يمكن أن تكون أكبر من حيث السعة. وتعتبر موجات معقدة ومتعرجة، تتسبب في تحرك الأرض وكل ما يستقر عليها، مثلما يتضخم المحيط على

مرافق سفينة، بالإضافة إلى حركتها لأعلى ولأسفل. الموجات السطحية لديها أيضاً حركة جنباً إلى جنب في المستوى الأفقي. هذه الحركة الأخيرة تضر بشكل خاص بأسس المنشآت. قد يكون لهذه الموجة طاقة كافية لتذهب أكثر من مرة حول الأرض. وتتراوح سرعة الموجة السطحية بين 4 و 4.4 كيلومتر في الثانية، وهي تتفاوت حسب كثافة الصخور.

وهناك نوعان رئيسان، هما: موجات لوف Love waves، وموجات رايلي Rayleigh waves

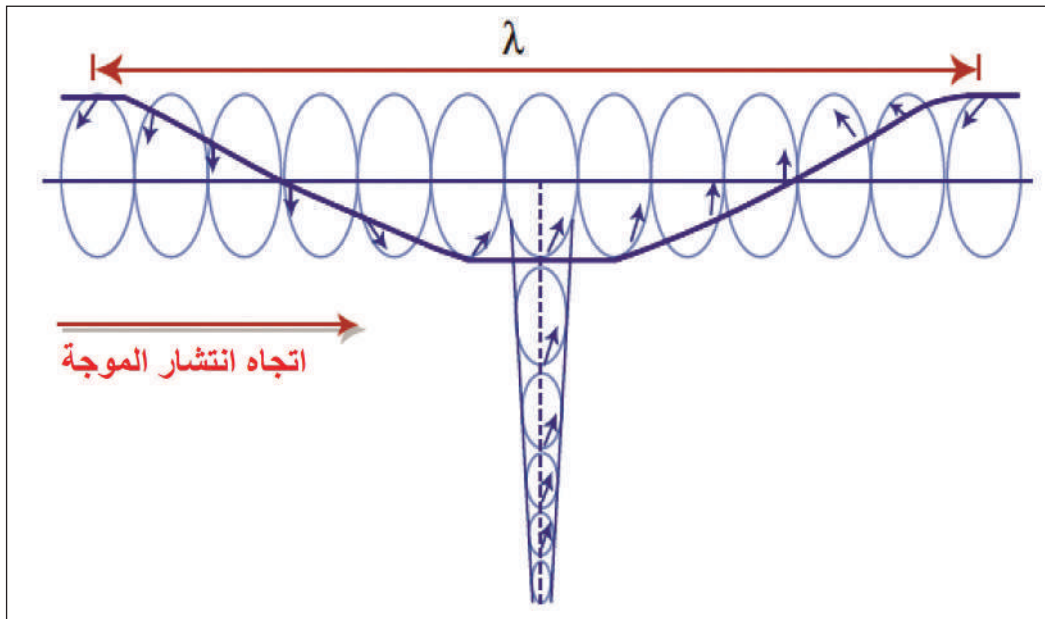
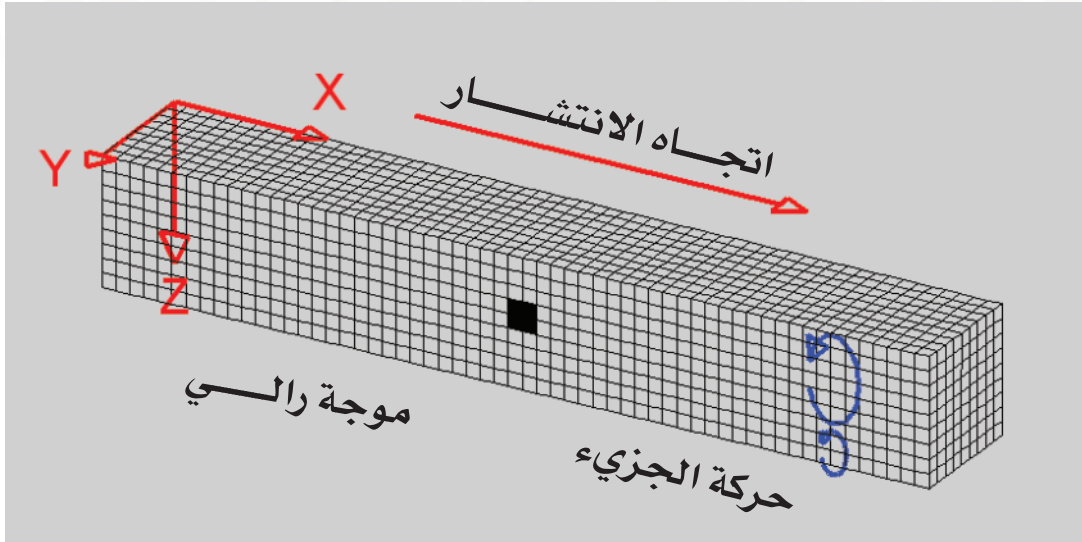
A. موجات لوف: تُنسب هذه الموجات إلى عالم الرياضيات البريطاني الشهير أغسطس لوف (A.E.H. Love)، الذي وضع النموذج الرياضي لهذا النوع من الموجات في عام 1911م، ويرمز لها بالرمز **LQ**. تتميز موجات لوف بأنها أسرع أنواع الموجات السطحية، وهي موجات عرضية تتحرك من جانب إلى آخر على سطح القشرة الأرضية، وتنتج حركة أفقية، أي أنها تتسبب باهتزاز الأرض في الاتجاه معامد على اتجاه انتشارها، وتتشكل موجات لوف نتيجة تفاعل موجات القص مع سطح الأرض، وينتج عنها ذبذبات تشبه ذبذبات الموجة الثانوية، ولكنها في الاتجاه الأفقي فقط، أي أنها من حيث طريقة الانتشار تماثل الموجات المستعرضة المستقطبة في المستوى الأفقي (**SH**)، ومن ثم فإن سرعتها تساوي سرعة الموجات المستعرضة في الطبقات السطحية للأرض. لا تنتشر في الأوساط المائعة كالسوائل، تماماً كالموجات المستعرضة. وتختلف سعتها وفقاً لموقعها، فهي تمتلك أكبر سعة على السطح، في حين تقل سعتها مع ازدياد العمق، وتعدّ موجات لوف موجات تشتتية بشكل دائم **Dispersive**، أي أنّ سرعتها وعمق انتشارها يعتمدان على التردد، إذ تنتشر الموجات بسرعة أعلى وعمق أكبر في الترددات المنخفضة. تؤثر موجات لوف بصفة خاصة على أساسات المباني (الشكل 7.6).





الشكل 7.6: يوضح اتجاه الانتشار لموجات لوف.

B. موجات رالي: سُمّيت موجات رالي بهذا الاسم نسبة للعالم السويدي جون رالي John Rayleigh الذي تنبأ رياضياً بوجود هذا النوع من الموجات عام 1885 م، ويرمز لها بالرمز LR. تعدّ معظم اهتزازات الزلازل التي يتمّ الشعور بها من نوع موجات رالي، والتي يمكن أن تكون أكبر بكثير من الموجات الأخرى، وتأخذ موجات رالي عند انتشارها على الأرض شكل الموجة المائية التي تتحرّك عبر بحيرة أو محيط، ولذلك فهي تحرك سطح الأرض صعوداً وهبوطاً كما تتحرّك أمواج البحر، ومن جانب إلى آخر في الاتجاه نفسه الذي تنتشر فيه الموجة، أي أنّ الحركة تكون في اتجاه انتشار الموجات وعمودية في المستوى الرأسي، إذ تكون الحركة بشكل إهليجي وتدرجي متراجع Retrogressive elliptic. تُعدّ موجات رالي موجات تشتتية Dispersive، إذ تنخفض سعتها مع ازدياد عمق انتشارها في الأرض، ويزداد عمقها مع انخفاض التردد. وتنتشر موجات رالي بسرعة أقل قليلاً من سرعة موجات القص حيث أنّ سرعتها تساوي تقريباً 0.92 من سرعة موجات القص (الشكل 8.6).



الشكل 8.6 يوضح اتجاه انتشار موجات رالي (أعلى الصورة)، حيث تقل سعة الموجة مع زيادة العمق (أسفل الصورة).



من المتعارف عليه ان المجموعة الموجية تتكون من موجات ذات أطوال موجية مختلفة من الترددات. عادةً ما يتم إنشاء الموجات الفردية لمجموعة الموجات في نفس الوقت، ولكنها تميل إلى الانتشار داخل المجموعة، لأن كل موجة تنتقل بسرعة مختلفة. سرعة المجموعة - Group velocity هي في الأساس السرعة التي تتحرك بها المجموعة الموجية، بمعنى آخر هي السرعة التي تنتشر بها الطاقة، وتسمى سرعة المجموعة. سرعة الطور Phase velocity هي السرعة التي تنتقل بها الموجة الفردية، ولها خصائصها الخاصة بطول الموجة والتردد. تصبح سرعة المجموعة بلا معنى عندما تنتقل الموجات عبر وسط امتصاص. في الأوساط ذات الشذات Anomalies، فإن سرعة المجموعة أكبر من سرعة الطور. أما في الأوساط الطبيعية، فإن سرعة الطور أكبر من سرعة المجموعة. ومن حيث الأهمية يعتبر مفهوم سرعة المجموعة مهماً جداً عندما يتم تمثيل الجسميم بالموجات. أما سرعة الطور فهي مهمة عندما يتم التعامل مع الموجات الفردية. في الحزمة الموجية Wave packet ينتقل المغلف بسرعة المجموعة Envelope، وفي الحزمة الموجية wave Packet تنتقل الموجة الحاملة بسرعة الطور. حسب العلاقة التالية :

$$\text{Group velocity : } v_g = d\omega / dk = v_p + k \frac{dv_p}{dk}$$

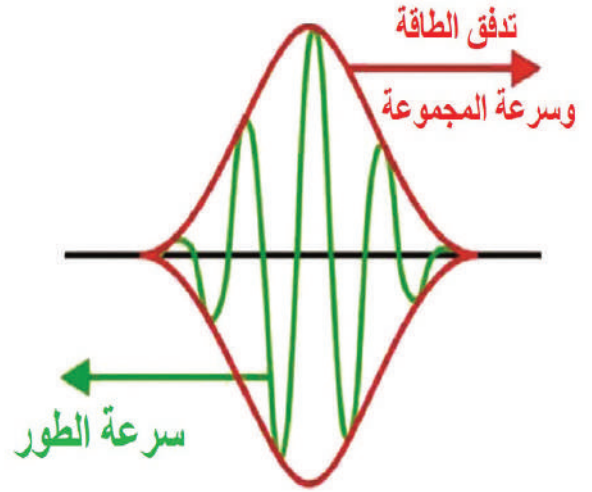
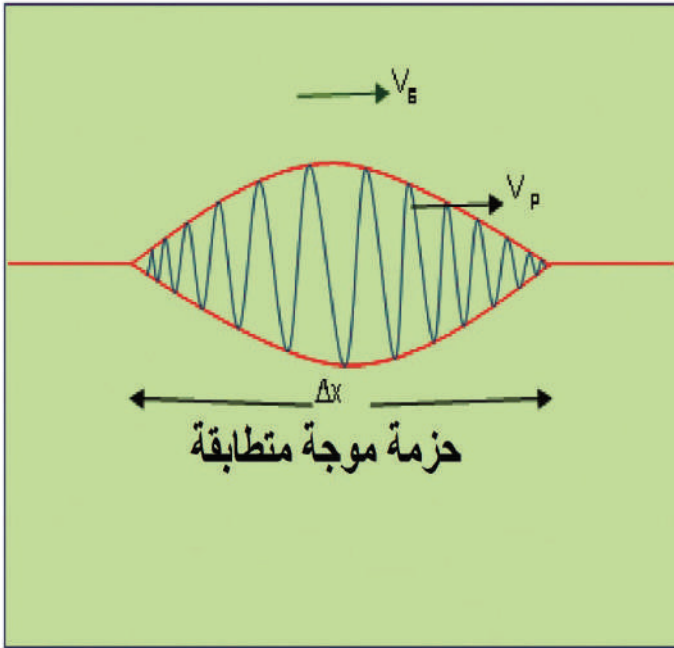
سرعة المجموعة

$$\text{Phase velocity: } v_p = \frac{\omega}{k} = \lambda f$$

سرعة الطور

تعتمد العلاقة بين سرعة الطور وسرعة المجموعة على خصائص المادة للوسط. في الأوساط غير المشتتة، $V_g = V_p$. في أوساط التشتت العادية، $V_g < V_p$. لكن في الأوساط الشاذة $V_g > V_p$.

في الأوساط غير المشتتة Non dispersive، لا تعتمد سرعة طور الموجات على الطول الموجي. إذن، سرعة الطور تساوي سرعة المجموعة. على سبيل المثال، تكون سرعة الطور مساوية لسرعة المجموعة عندما تنتقل الموجات الصوتية عبر الهواء، لأن الهواء هو وسط غير مشتت للموجات الصوتية (الشكل 9.6).



الشكل 9.6 : يوضح العلاقة بين سرعة المجموعة التي تسير بها الطاقة (V_g) وسرعة الطور (V_p)



3.2.6 سرعة الموجات السيزمية Seismic Waves Velocity

يتم تحديد السرعة التي تنتقل بها الموجات الأولية (V_p) عبر المادة من خلال:

- **الصلابة** - مدى قوة مقاومة المادة للانحناء جانباً، وقدرتها على تصويب نفسها حال مرور قوة القص؛ كلما زادت صلابة المادة، زادت سرعة الموجات (P).

- **قابلية الانضغاط** - مقدار المواد التي يمكن ضغطها إلى حجم أصغر ثم استعادة حجمها السابق حال مرور قوة الضغط؛ كلما زاد انضغاط المادة، زادت سرعة الموجات (P). ونظراً لأن الجزء الداخلي من الأرض غير قابل للضغط تقريباً، فإن الموجات (P) تنقل طاقتها بسهولة تامة عبر الوسط، وبالتالي تنتقل بسرعة.

- **الكثافة** - مقدار الكتلة التي تحتويها المادة في وحدة الحجم؛ كلما زادت كثافة المادة، كانت موجات (P) أبطأ.

تسافر الموجات (V_p) أسرع بنسبة 60% من الموجات الثانوية (V_s) في المتوسط، لأن الجزء الداخلي من الأرض لا يتفاعل بالطريقة نفسها مع كليهما. من ناحية أخرى، فإن الموجات (S) هي موجات القص، مما يعني أن حركة الوسط تتعامد مع اتجاه انتشار الموجة. وبالتالي، يتم نقل الطاقة بسهولة أقل عبر الوسط، وتكون موجات (S) أبطأ.

يمكن التعبير عن سرعة الموجات الأولية (V_p) والثانوية (V_s) بدلالة الثوابت أو المعاملات المرنة

كالتالي:

$$V_p = \sqrt{\frac{K+4\mu/3}{\rho}} = \sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{\rho(1-2\sigma)(1+\sigma)}}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\mu)}}$$

نظرا لأن قيم المعامل الحجمي الكلي (K)، ومعامل الصلابة (μ) هي قيم موجبه، فإن نسبة بواسون (σ) هي الموجة الأولية كما هو واضح في المعادلتين أعلاه. يمكن استخدام نسبة سرعة الموجات الأولية والثانوية مباشرة لإيجاد نسبة بواسون، كما هو مبين في المعادلة التالية:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{0.5-\sigma}}$$

(V_s) لها علاقة مماثلة تعتمد على (μ) و (ρ) ولكنها مستقلة عن (K).

$$\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 = \frac{2(1-\sigma)}{(1-2\sigma)} \left(V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2\right) = \frac{k}{\rho}$$

$$V_p = \sqrt{\frac{\left(k + \frac{4}{3}\mu\right)}{\rho}} = \sqrt{\frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho}}$$

$$V_p = \sqrt{\frac{(1-\sigma)E}{(1+\sigma)(1-2\sigma)\rho}}$$

$$V_p = \sqrt{\frac{k}{\rho}} \quad \text{في السوائل}$$

حيث إن :

$$\rho = \text{الكثافة} \quad \sigma = \text{نسبة بواسون} \quad E = \text{معامل يونج}$$

$$K = \text{المعامل الحجمي} \quad \mu = \text{معامل القص}$$

بما إن $k, \mu, \rho \geq 0$ و ($V_p \approx 1.7 V_s$) وبالتالي فإن $V_p > V_s$

ومثال على ذلك قامت دراسة هندسية بقياس زمن الانتقال للموجتين (P و S) بين ثقبين اختباريين المسافة بينهما 100 متر. بالنظر إلى المعلومات الواردة أدناه، ماذا يمكنك أن تقول عن مقاومة الصخر للقص عند مرور الموجتين (P و S) في ثقب الاختبار؟



$$T_s = 31 \text{ msec} \quad T_p = 20 \text{ msec} \quad X = 100 \text{ m}$$

$$V_p = \frac{100}{20 \times 10^{-3}} = 5000 \text{ m/s}$$

$$V_s = \frac{100}{31 \times 10^{-3}} = 3225.8 \text{ m/s}$$

$$\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 = \frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}$$

$$\left(\frac{5000}{3225.8}\right)^2 = \frac{2-2\sigma}{1-2\sigma}$$

∴ $\sigma = 0.14$ ، مقاومة الصخر للقص متوسطة ،

للمعلومية، كلما كانت قيمة معامل بواسون منخفضة أقل من (0.1)، هذا يعني أن مقاومة الجسم للقص عالية، وتمثل صخوراً نارية أو متحوّلةً. وبالعكس، إن كانت قيمة معامل بواسون عالية أكبر من (0.4)، فهذا يعني أن مقاومة الجسم للقص منخفضة، وتمثل صخوراً فتاتية مشبعة بالماء.

يمكن استقطاب موجات القص في المستوى العمودي (SV) أو في المستوى الأفقي (SH)

لا تستطيع (Vs) الانتقال عبر السائل أو الهواء، لأنه لا توجد مقاومة للقص ($\mu = 0$)، ولأن معامل الصلابة يساوي صفراً في حالة السوائل، فهو دليل على أن الموجات الثانوية لا يمكن أن تنتشر خلال السوائل.

متوسط سرعة الموجات السيزمية الأولية = 500 m/s في المادة الجافة غير المتماسكة،

و = 1500 m/s في المادة المشبعة بالسائل غير المتماسكة، و = 400 m/s في الصخور الرسوبية،

و = 600 m/s في الصخور النارية غير المجواة. نستنتج من ذلك أنه :

- تزداد سرعة الموجات السيزمية مع زيادة نسبة التشيع
- تزداد سرعة الموجات السيزمية مع تماسك الرسوبيات الصخرية
- تقل سرعة الموجات السيزمية مع زيادة تعرض الصخور للتجوية
- تقل سرعة الموجات السيزمية كلما زادت نسبة الشقوق والكسور Fractures في الصخور الصلبة.
- يتراوح تردد مصادر الطاقة المستخدمة لتوليد موجات سيزمية بين 10Hz إلى 100Hz.
- الطول الموجي للموجات الأولية والتي تسير خلال المادة غير المتماسكة والمشبعة بالسوائل تتراوح بين 15 م إلى 50 م. يمكن الاستفادة من النسبة بين سرعة الموجات الأولية والثانوية كالتالي:

- في حالة وجود الصخور المتبلورة Crystalline rocks، تكون $V_s \approx 0.6V_p$
- في حالة وجود الصخور الرسوبية Sedimentary rocks، تكون $V_s \approx 0.5V_p$
- في حالة وجود تربة أو أي مواد غير متماسكة Soils and Unconsolidated rocks، تكون $V_s \approx 0.4 V_p$.

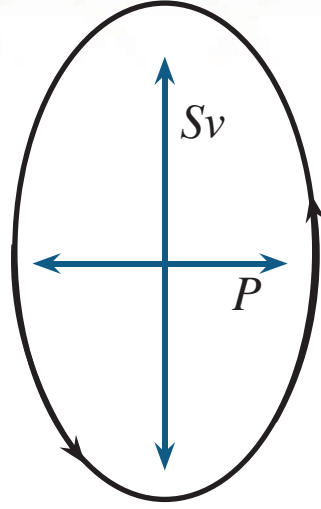
الموجات السطحية

تنتشر موجات الطاقة على طول الحدود بين وسطين مثل تلك بين الهواء والصخور، والماء والصخور، والماء والهواء، أو حتى طبقتين من الصخور لهما خصائص مرنة مختلفة.

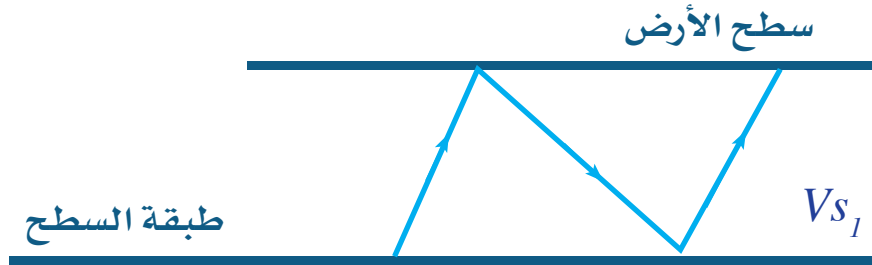
وفي حالة موجات رالي V_{LR} ، تتناقص السعة أضعافا مضاعفة مع زيادة العمق (Z) ومع الطول الموجي (λ) بنسبة $Z = 0.4\lambda$. سرعة موجات رالي أصغر من سرعة موجات القص حسب

$$V_{LR} = 0.92 V_s \quad \text{العلاقة}$$





وفي حالة موجات لوف تقع سرعة LQ بين $V_{S1} < V_{LQ} < V_{S2}$
 حركة الجزيئات أفقية + في اتجاه انتشار الموجة.



$$V_{S2} > V_{S1}$$

في حالة الطول الموجي القصير فإن $V_{LQ} \approx V_{S1}$

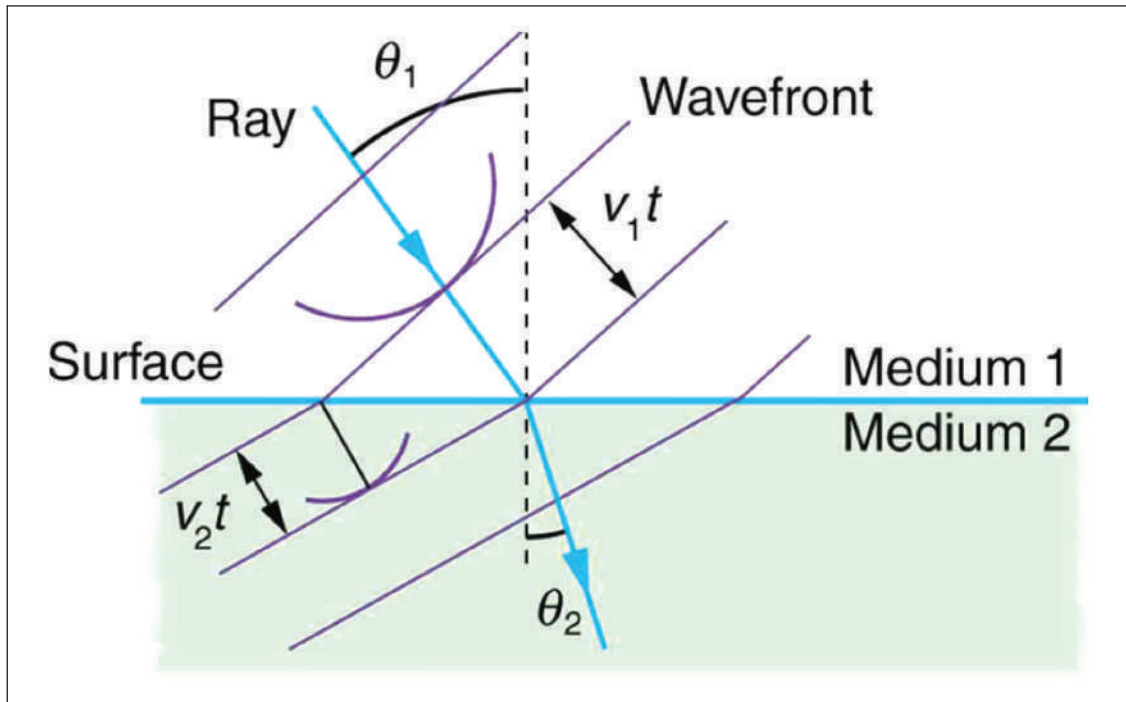
وفي حالة الطول الموجي الطويل فإن $V_{LQ} \approx V_{S2}$

هذا يعتمد على السرعة، ويطلق على الطول الموجي تشتت. دائماً ما تكون (LQ) مشتتة، لأنها لا يمكن أن تنتشر إلا بسرعة وسط متعدد الطبقات.

3.6 انتشار الموجات السيزمية Seismic Wave Propagation

في الأوساط المتجانسة والمتماثلة الخواص، تنتشر الموجة الزلزالية بعيداً عن مصدرها بالسرعة نفسها في كل اتجاه. يرتبط الانتشار الموجي بتحديد ماهية مقدمة الموجة - Wave front ومسار الشعاع Raypath. هذان المصطلحان يعبران عن عنصرين مهمين حيث أن أي تغير في سلوكهما يدل على حدوث أمر ما أو تغير في الوسط الذي تنتقل فيه الموجات (الشكل 10.6).

مسار الشعاع Raypath: عبارة عن عدد لا نهائي من الخطوط الوهمية التي تمثل انتشار الموجات خلال الوسط. أما مقدمة الموجه Wavefront: فهو الخط الذي يصل بين نقاط الموجات التي لها السلوك نفسه عند زمن محدد، وتأخذ شكلاً كروياً أو دائرياً. نلاحظ أيضاً أن خطوط مسار الشعاع تكون معامدة على خطوط مقدمة الموجة.



الشكل 10.6: ميكانيكية انتشار الموجات السيزمية



1.3.6 قانون سنل Snell's Law

يوضح قانون سنل Snell's Law، والمعروف أيضاً باسم قانون سنل - ديكرت، العلاقة بين سرعات الموجات وزوايا سقوطها وانكسارها. في العادة تميل خطوط مسار الشعاع إلى الانتشار في خطوط مستقيمة، ما دامت تسري في وسط متجانس، لكن لو بدأت هذه الخطوط في التفاعل مع الحدود الفاصلة بين الطبقات فإنها ستبدأ بتغيير اتجاه مساراتها. يصف قانون سنل الطريق الذي تسلكه خطوط مسار الشعاع عند نقطتين ثابتتين، وهما؛ نقطة سقوط الموجات على السطح الفاصل، ثم نقطة انكسارها بعد عبورها الوسط الفاصل. في حالة أن السرعة تقل مع العمق، فإن زوايا السقوط عادة ما تكون أكبر من زوايا الانكسار، وبالتالي يكون تقوس المقدمة الموجه في الطبقة الأولى أكبر من تقوسه في الطبقة الثانية، ولكن ماذا سيحدث لو كانت السرعة تزداد مع العمق ($V_2 > V_1$)، عندها تكون زوايا السقوط أصغر من زوايا الانكسار، حيث يظهر تقوس مقدمة الموجه في الطبقة الثانية أكبر من تقوسه في الطبقة الأولى. كما يستطيع قانون سنل أن يتوقع قيم زوايا الانعكاس، وذلك بوضع ($V_2=V_1$)، حيث أن خط مسار الشعاع سيكون في الطبقة نفسها، في هذه الحالة، ستكون قيمة زاوية السقوط مساوية لقيمة زاوية الانعكاس. يتضح جلياً أن قانون سنل هو الذي يفسر كيف تغير خطوط مسار الشعاع واتجاهها، بربط السرعات مع الزوايا.

وعملياً، عندما تمر الموجات السيزمية عبر سطح فاصل فإنها تنعكس أو تنكسر، ينتج عن الموجات الساقطة سواء كانت أولية أو ثانوية أربعة أنواع من الموجات؛ ثنتان منها منعكسة إحداها أولية والأخرى ثانوية، وثنان منها منكسرة أحدهما أيضاً أولية والأخرى ثانوية، كما هو موضح في (الشكل 11.6). تعتمد الكميات النسبية للطاقة المنكسرة والمنعكسة على زوايا سقوط الموجات السيزمية على السطح الفاصل، وعلى الفارق بين السرعات السيزمية بين الطبقتين المفصولتين بالسطح الفاصل. يمكن تحديد العلاقة بين زاوية السقوط وزاوية الانكسار بواسطة قانون سنل الموضح في المعادلة التالية:

$$\frac{\sin \theta_i}{\sin \theta_r} = \frac{V_1}{V_2}$$

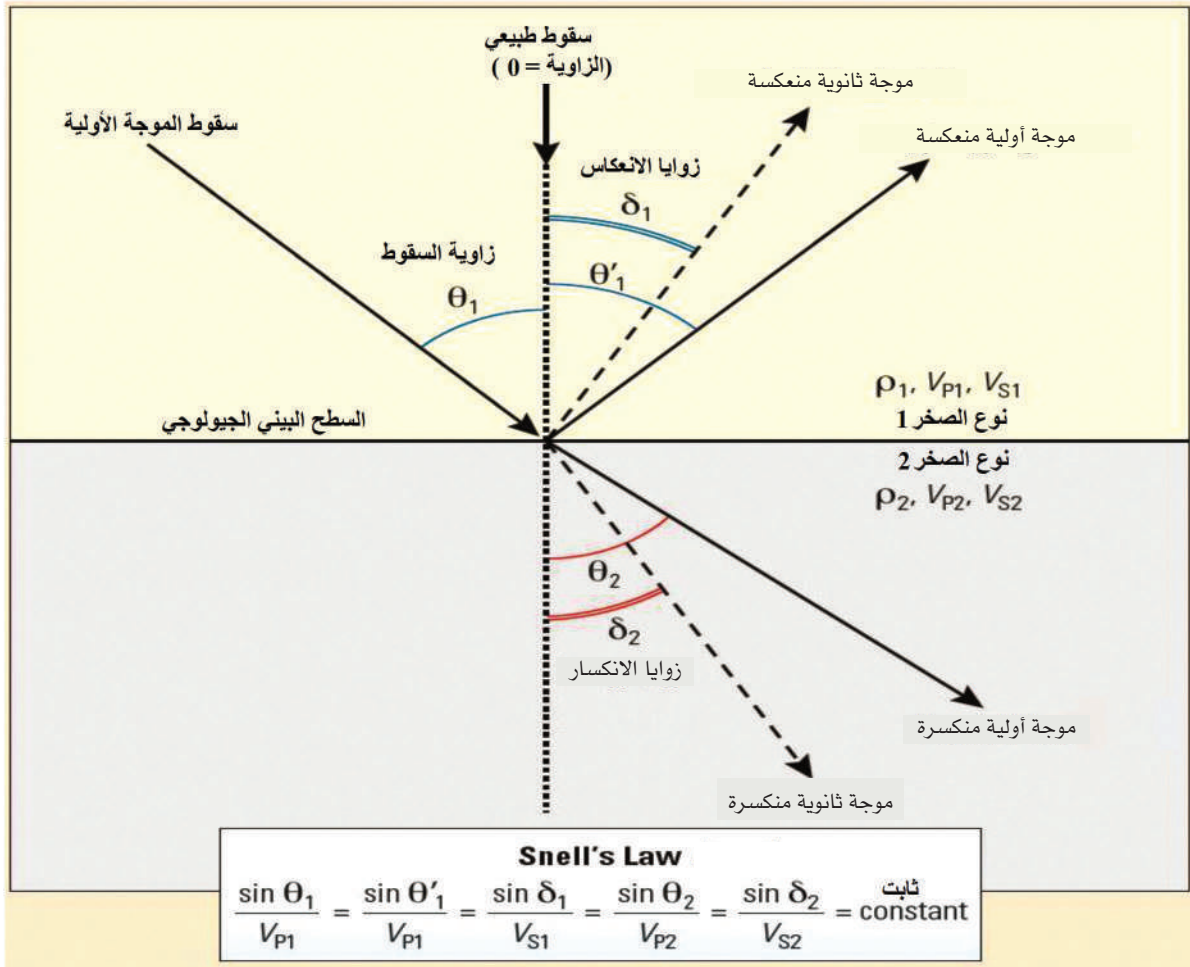
حيث أن θ_i هي زاوية السقوط،

θ_r هي زاوية الانكسار،

V_1 هي السرعة السيزمية للطبقة العلوية،

V_2 هي السرعة السيزمية للطبقة السفلية،

أي ان النسبة بين جيوب زوايا السقوط أو الانكسار في وسطين مختلفين تكون متساوية لنسبة السرعتين في الوسطين.

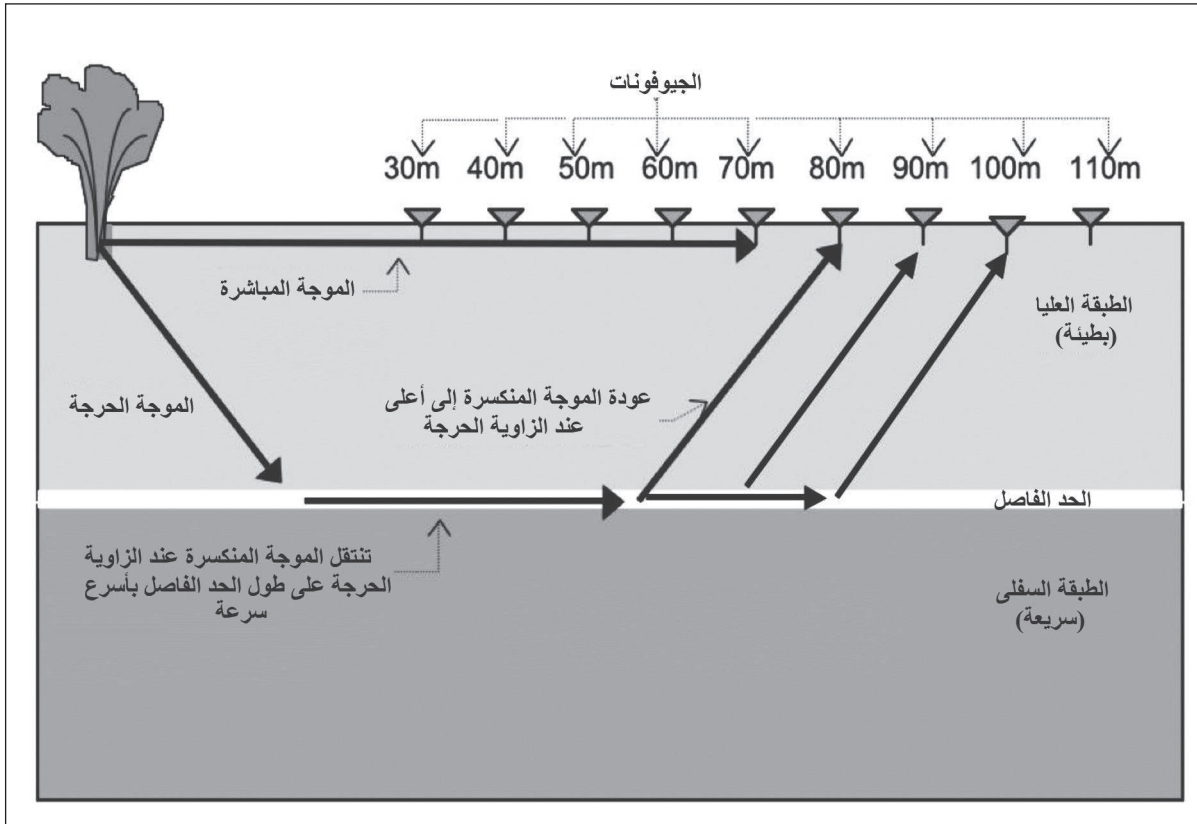


الشكل 11.6: أربعة أنواع من الموجات المنكسرة والمنعكسة



الانكسار الحرج Critical Refraction

ترتبط النسبة بين الطاقة المنعكسة والمنكسرة بزوايا السقوط لمقدمة الموجة السيزمية. لذا نجد أن زاوية الانكسار تزداد كلما زادت زاوية السقوط إلى أن تصل إلى زاوية معينة تنكسر عندها كل الطاقة على طول السطح الفاصل، بعد هذه الزاوية، أي زيادة في زاوية السقوط، ينشأ انعكاس تام لكل الطاقة عند السطح الفاصل بدون اختراق لأي جزء منها إلى الطبقة أو الوسط السفلي. من الملاحظ أن هناك أيضا موجات مباشرة *Direct waves*، تتولد هذه الموجات من المصدر مع الموجات المنعكسة والمنكسرة في وجود الحد الفاصل، وتسير الموجات المباشرة في وضع أفقي وقريبة من سطح الأرض. يبين (الشكل 12.6) الأنواع المختلفة من هذه الموجات.



الشكل 12.6: يوضح انعكاس وانكسار الموجات السيزمية بين وسطين مختلفي الخواص عند الحد الفاصل

تسمى الزاوية التي لا يوجد عندها أي اختراق للطاقة السيزمية للطبقة الأعمق، وكل الطاقة في هذه الحالة تنكسر على طول السطح الفاصل، لتكتسب سرعة الطبقة السفلية، بالزاوية الحرجة Critical angle وتُعطى على الصورة:

$$\theta_{ic} = \sin^{-1} \frac{V_1}{V_2}$$

حيث θ_{ic} هي الزاوية الحرجة، والتي يمكن تعريفها على أنها الزاوية التي عندها يسقط الشعاع وينكسر منطبقاً على الحد الفاصل بزاوية قدرها 90° .

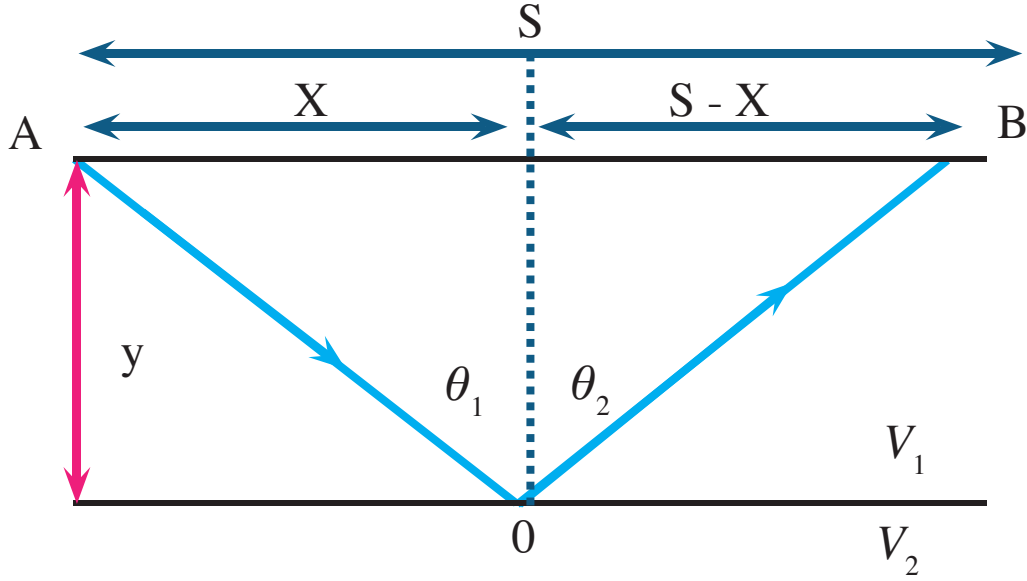
2.3.6 مبدأ فيرمات Fermat's Principle

قام العالم الفرنسي بيير دي فيرمات (1658) بصياغة قانون أقصر الأوقات لتعيين مسار الضوء بين نقطتين، وذلك في شرحه لعملية انكسار الضوء، كما وضع معادلةً للرسم البياني للخط المستقيم. وينص هذا المبدأ على أن المسار الذي تسير به أشعة الضوء بين نقطتين، هو المسار الذي يمكن اجتيازه في أقل وقت. أشعة الضوء تعبر مسار الطول البصري الثابت فيما يتعلق بالتغيرات في المسار. وبمعنى آخر، يتبع شعاع الضوء المسار بحيث توجد مسارات أخرى.

يمكن استخدام مبدأ فيرمات في وصف خصائص أشعة الضوء المنعكسة على المرايا، أو الانكسار من خلال وسائط مختلفة، أو الانعكاس الداخلي الكامل. وهو يتبع رياضياً من مبدأ هيجنز Huygens (في حدود الطول الموجي الصغير). مبدأ فيرمات له شكل مبدأ هاملتون نفسه.



1. استخدام مبدأ فيرمات Fermat في الانعكاس لأثبت أن زاوية السقوط = زاوية الانعكاس.



وقت انتقال المسار من (A إلى 0 إلى B) هو:

$$t = \frac{(x^2 + y^2)^{\frac{1}{2}}}{V_1} + \frac{(s-x)^2 + y^2)^{\frac{1}{2}}}{V_1}$$

لتحديد الحد الأدنى لقيمة الوقت (مبدأ Fermat)، نأخذ المشتق الأول ونضعه مساوياً للصفر.

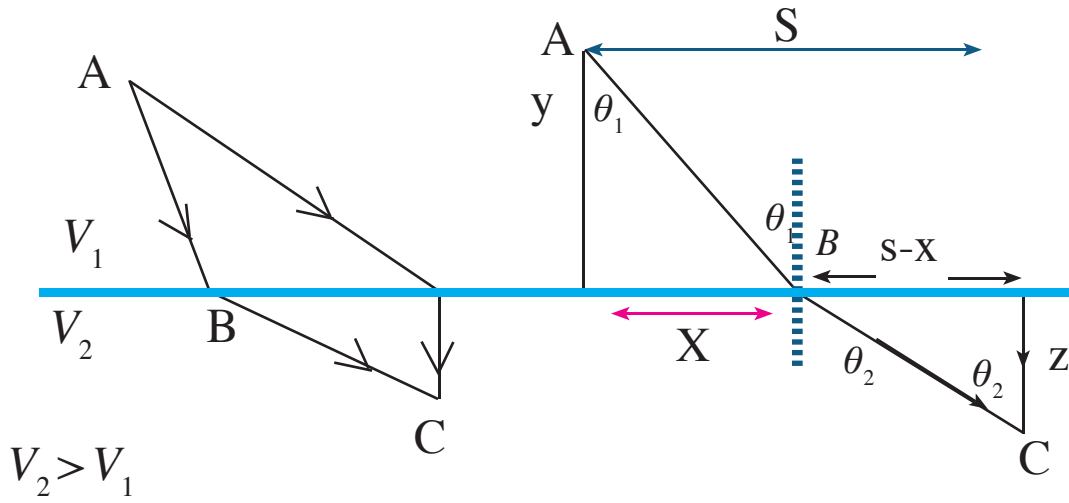
$$\frac{dt}{dx} = \frac{x}{V_1(x^2 + y^2)^{\frac{1}{2}}} - \frac{(s-x)}{V_1((s-x)^2 + y^2)^{\frac{1}{2}}} = 0$$

$$\sin \theta_1 = \frac{x}{(x^2 + y^2)^{\frac{1}{2}}} \quad \sin \theta_2 = \frac{(s-x)}{((s-x)^2 + y^2)^{\frac{1}{2}}}$$

$$\frac{\sin \theta_1}{V_1} - \frac{\sin \theta_2}{V_1} = 0$$

وبالتالي $\theta_1 = \theta_2$

2. استخدام مبدأ فيرمات **Fermat's principle** لإثبات قانون سنيل في الانكسار.



نود أن نعرف ما الذي يميز المسار الأقل وقتاً لشعاع ينتقل من (A إلى C) أثناء مروره عبر الواجهة. A إلى B إلى C.

$$t = \frac{(x^2 + y^2)^{\frac{1}{2}}}{V_1} + \frac{(s-x)^2 + z^2)^{\frac{1}{2}}}{V_2}$$



باشتقاق المعادلة أعلاه نحصل على

$$\frac{dt}{dx} = \frac{x}{V_1(x^2+y^2)^{\frac{1}{2}}} - \frac{(s-x)}{V_2(s-x)^2+z^2)^{\frac{1}{2}}} = 0$$

عند أخذ المشتق، فإن (Y و Z) ثابتان، لأنهما يحتفظان بالقيمة نفسها، بغض النظر عن وقت وضع (B) على الحد الفاصل. نحصل على

$$\sin\theta_1 = \frac{x}{(x^2+y^2)^{\frac{1}{2}}} \quad \sin\theta_2 = \frac{(s-x)}{((s-x)^2+z^2)^{\frac{1}{2}}}$$

وبالتالي $\frac{\sin\theta_1}{V_1} - \frac{\sin\theta_2}{V_2} = 0$

$$\frac{\sin\theta_1}{\sin\theta_2} = \frac{V_1}{V_2}$$

إذا تم إحلال (V1 ب V2) فهو نفسه للأشعة المنعكسة.

من خلال تطبيق مبدأ الانعكاس والانكسار، نرى أن مسار الموجة أو الشعاع يجب أن يكون خطاً مستقيماً في وسط ذي سرعة ثابتة. لأن الخط المستقيم هو الأقصر بين نقطتين ولأن السرعة ثابتة. الخط المستقيم بين نقطتين هو أيضاً الخط الذي يكون وقت العبور فيه هو الحد الأصغر وبالتالي، فإن المسار الذي يكون وقت الانتقال فيه أقل، هو المسار الذي تكون فيه

زاوية السقوط = زاوية الانعكاس.

3.3.6 مبدأ هيجنز Huygens' Principle

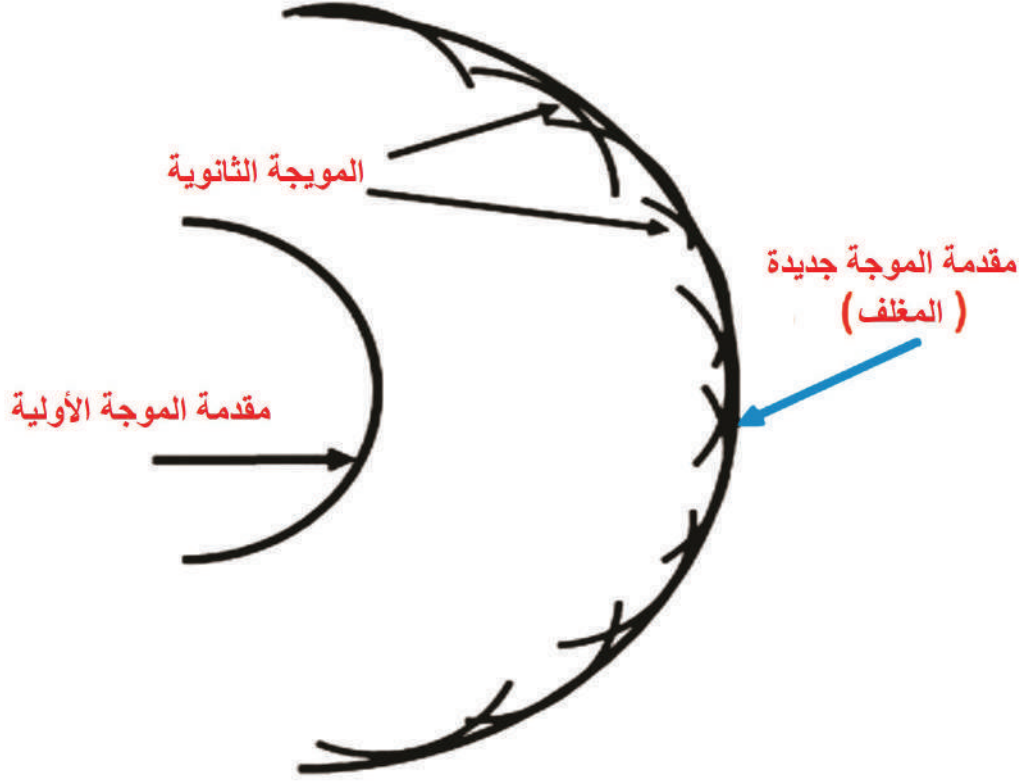
ينص مبدأ هيجنز Huygens' principle في تحليل الموجات على ما يلي: يمكن اعتبار كل نقطة في مقدمة الموجة مصدرًا للموجات الثانوية التي تنتشر في جميع الاتجاهات بسرعة تساوي سرعة انتشار الموجات. وهذا يعني أنه عندما يكون لديك موجة، يمكنك عرض «حافة» الموجة على أنها في الواقع تخلق سلسلة من الموجات الدائرية. تتحد هذه الموجات معًا في معظم الحالات لمواصلة الانتشار فقط، ولكن في بعض الحالات، يمكن النظر إلى واجهة الموجة على أنها خط مماس لكل هذه الموجات الدائرية كما في (الشكل 13.6).

يمكن الحصول على هذه النتائج بشكل منفصل عن معادلات ماكسويل، على الرغم من أن مبدأ هيجنز Huygens (الذي جاء أولاً) هو نموذج جيد لحسابات ظواهر الموجة. من المثير للاهتمام أن عمل هيجنز Huygens قد سبق عمل Maxwell بحوالي قرنين من الزمان، ومع ذلك بدا أنه يتوقع ذلك، بدون الأساس النظري المتين الذي قدمه ماكسويل. يتنبأ قانون أمبير وقانون فارادي بأن كل نقطة في الموجة الكهرومغناطيسية تعمل كمصدر للموجة المستمرة، وهو ما يتماشى تمامًا مع تحليل هيجنز Huygens.

يمكن اشتقاق قوانين الانعكاس والانكسار من مبدأ هيجنز Huygens. يتم التعامل مع النقاط على طول واجهة الموجة كمصادر على طول سطح الوسط الانكساري، وعند هذه النقطة تنحني الموجة الكلية بناءً على الوسط الجديد.

إن تأثير كل من الانعكاس والانكسار هو تغيير اتجاه الموجات المستقلة التي تنبعث من مصادر النقطة. تتطابق نتائج الحسابات الدقيقة مع ما تم الحصول عليه لنيوتن (مثل قانون سنيل للانكسار)، والذي تم اشتقاقه بموجب مبدأ الجسيمات للضوء.





الشكل 13.6: يوضح مبدأ هيجنز كيف يمكن اعتبار كل نقطة على واجهة الموجة مصدراً للموجات الممتدة من تلك النقطة.

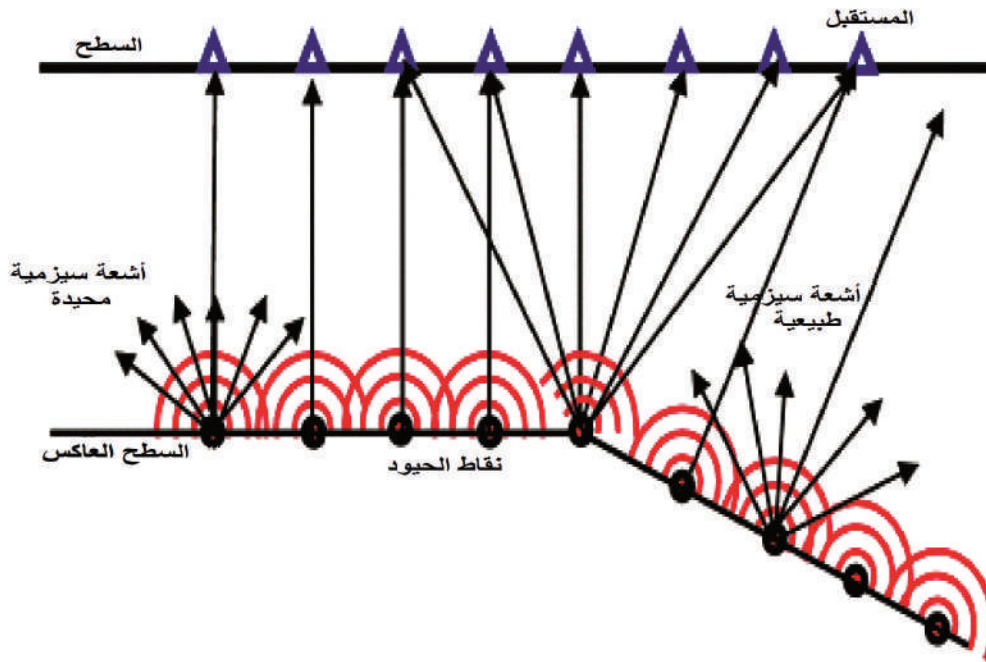
أثبت مفهوم هيجنز Huygens انعكاس وانكسار الضوء، كما أثبت مفاهيم أخرى كحيود الضوء وتداخل الضوء، لكنه لم يشرح مفاهيم أخرى كانبعاث الضوء، وامتصاص الضوء، واستقطاب الضوء. كما انه فشل في تفسير التأثير الكهروضوئي. ومن عيوب مبدأ هيجنز Huygens أنه يقترح وسطاً شاملاً مطلوباً لنشر الضوء يسمى الأثير المضيء. والذي ثبت صحته في الوقت الحالي.

4.3.6 الحيود Diffraction

إذا اصطدمت الموجة بنهاية عاكس واحد أو أكثر عند الحد الفاصل فلن تتبع طاقة الموجة قانون سنل، بل تنتشر في جميع الاتجاهات. يتم تحديد مثل هذه الأحداث على أنها طاقة منحرفة في تسجيل الوقت، وتتميز بمحاذاة منحنية مميزة. عند الانقطاعات المفاجئة في الحد الفاصل، أو التراكيب التي يكون نصف قطر انحنائها أقصر من الطول الموجي للموجات الواردة، لن يعود قانون الانعكاس والانكسار سارياً. تؤدي مثل هذه الظواهر إلى نشوء تشتت شعاعي للطاقة الزلزالية العارضة المعروفة بالحيود بشكل صحيح، تعتبر على أنها ضوضاء، ولكنها يمكن أن تساعد في تفسير الانقطاعات في البيانات غير المهاجرة. يمكن ملاحظة ظواهر الحيود بسهولة باستخدام موجات وأصوات ذات طول موجي طويل، كما في (الشكل 14.6).

في الفيزياء الكلاسيكية، توصف ظاهرة الحيود على أنها تداخل الأمواج وفقاً لمبدأ هيجنز-فريسنل Huygen - Fresnel الذي يعامل كل نقطة في مقدمة الموجة على أنها مجموعة من الموجات الكروية الفردية. يتم عرض هذه السلوكيات المميزة عندما تصادف الموجة شقاً مشابهاً في الحجم لطول الموجة. تحدث تأثيرات مماثلة عندما تنتقل الموجة الخفيفة عبر وسط مع مؤشر انكسار متفاوت. يمكن تقسيم النظريات التي تفسر ظواهر الحيود على نطاق واسع إلى نظرية هيجنز-فريسنل، ونظرية يونغ. السابق هو مبدأ هيجنز، بالنظر إلى مصدر الموجة الثانوية الذي ينبعث من موجة كروية ثانوية إلى المنطقة المارة للشق أو العائق، حيث تحدث ظاهرة الحيود، فإن الموجة الكروية من مصدر الموجة الثانوية (الضوضاء) محاولة لشرح ظاهرة الحيود كما في (الشكل 14.6).





الشكل 14.6 يفسر ظاهرة الحيود. نوع من الأحداث ينتج عن التشتت الشعاعي للموجة إلى واجهات موجة جديدة بعد أن تقابل الموجة انقطاعاً مثل سطح الصدع أو عدم المطابقة أو التغيير المفاجئ في نوع الصخور (Sjogren, 1984)

5.3.6 نطاق فريسنل Fresnel Zone

يعتمد نطاق فريسنل على الطول الموجي كما يعتمد أيضاً على التردد. على سبيل المثال، إذا كان ركوب الإشارة الزلزالية على طول واجهة الموجة بتردد مرتفع نسبياً، فإن نطاق فريسنل يكون ضيقاً نسبياً. كلما كانت نطق فريسنل أصغر، كان من الأسهل التفريق بين نقطتي انعكاس. ومن ثم، فإن عرض نطاق فريسنل هو مقياس الدقة الجانبية. إلى جانب التردد، تعتمد الدقة الجانبية أيضاً على السرعة وعمق السطح العاكس. عرض هذه النطاق هو أصغر ميزة يمكن اكتشافها مع السطح. لاحظ أنه سيتم تحقيق دقة أعلى باستخدام أطوال موجية قصيرة. ومع ذلك، سيؤدي ذلك إلى مزيد من التوهين، وسيكون للإشارات اختراق محدود.

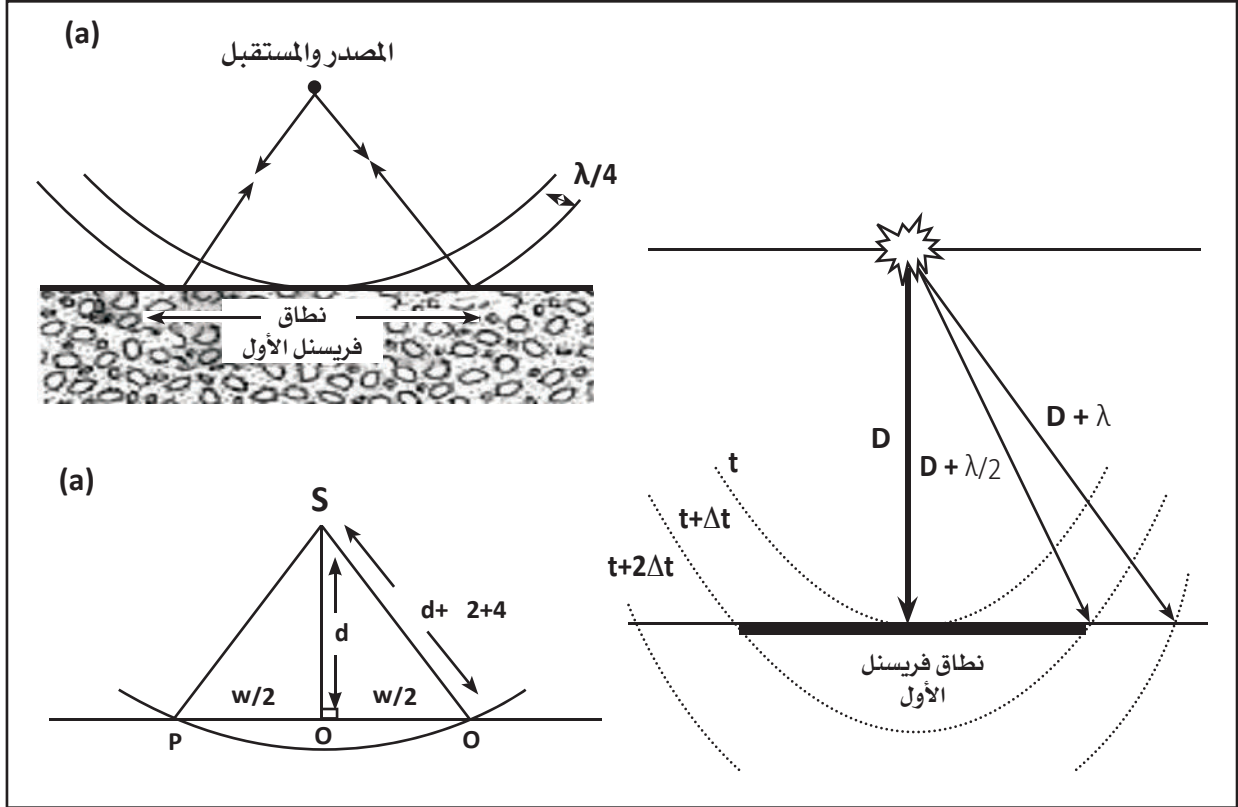
من المغري في بعض الأحيان تخيل أن الانعكاس الزلزالي يحدث فقط عند النقطة التي يصطدم فيها الشعاع بالحد الفاصل بين وسطين. الطاقة الزلزالية التي تضرب الحد الفاصل على مسافة من النقطة أسفل المصدر (حيث يحدث الانعكاس الطبيعي). لا يُتوقع عودة هذه الإشارات إلى المصدر من خلال نظرية الشعاع ولكن من المتوقع وفقاً لمبدأ هيجنز *Huygens*. ستساهم هذه الموجات الواصلة في الطاقة الزلزالية المستقبلية من المصدر. ومع ذلك، سوف تقطع مسافة أكبر من الانعكاس الطبيعي. ستكون هذه الموجات الواصلة في طور الانعكاس الطبيعي حتى يكون طول مسار الموجة ذهاباً وإياباً أكبر من $(\lambda / 2)$.

الدقة العمودية للنابض السيزمي في نطاق فريسنل يتراوح من (0.125 – 0.25) من طول الموجة. على سبيل المثال: إذا كانت السرعة = 2 كم/ث والتردد = 50 هرتز، فإن الدقة تصل إلى 10 متر. الدقة الأفقية تحدد بالمسافة ما بين المستقبل ونطاق فريسنل. كل من الدقة الأفقية وكذلك العمودية تقل مع زيادة العمق. ولكن الدقة العمودية تؤثر على الدقة الأفقية مسببة انعكاس نطاق فريسنل. يمكن حساب عرض نطاق فريسنل من معرفة طول الموجة والعمق بشرط ان يكون العمق اكبر بكثير من الطول الموجي (الشكل 15.6).

$$w=(2z \lambda)^{0.5} \quad \text{for } z \gg \lambda$$



تدل العلاقة الرياضية على أن حجم نطاق فريسنل يزداد مع عمق السطح العاكس، في حين تقل الدقة الأفقية مع زيادة العمق. وعملياً فإن أعلى دقة يمكن الحصول عليها لن تكون أفضل من $\lambda/4$.



الشكل 15.6. يوضح نطاق فريسنل والتي تعتمد على الطول الموجي والتردد (Dobrin and Savit, 1988)

4.6 العوامل التي تتحكم في السرعة الزلزالية

تنتقل الموجات الزلزالية بسرور متباينة. تعتمد السرعة الدقيقة التي تنتقل بها الموجة الزلزالية على عدة عوامل، والأهم من ذلك هو تكوين الصخور، لكن المشكلة تكمن في أن أنواع الصخور المختلفة تتشابه في بعض الأحيان بسرعة الموجة الزلزالية نفسها. كما تؤثر عوامل أخرى على السرعة، خاصة درجة الحرارة والضغط، حيث تميل درجة الحرارة إلى خفض سرعة الأمواج الزلزالية، ويميل الضغط إلى زيادة السرعة، ويزداد الضغط مع عمق الأرض، لأن وزن الصخور أعلاه يزداد مع زيادة العمق عادة، ويكون تأثير الضغط أكبر. لكن يجب الأخذ في الاعتبار أن السرعة المحددة في جميع أنحاء الأرض تعتمد على التركيب ودرجة الحرارة والضغط. وفيما يلي توضيح لكيفية تأثير هذه العوامل على السرعة السيزمية.

الكثافة

ترتبط سرعة الموجات الزلزالية بالخصائص المرنة للمادة الصلبة، أي مدى سهولة إجهاد الصخر لضغط معين، وهو يعتمد على الكثافة ومعامل القص والمعامل المحوري. سرعة انتشار الموجة ليست السرعة التي تتحرك فيها الجسيمات في الحالة الصلبة (~ 0.01 م / ث). بالنسبة للسوائل والغازات، $\mu = 0$ المعامل الحجمي (k) موجب دائماً، لذلك ($VS < VP$) دائماً. كذلك نسبة بواسون التي تربط (VP / VS). يستخدم هذا للتمييز بين أنواع الصخور / الرواسب. عادة ما يكون أكثر حساسية من مجرد (VP) وحده. عادة ما تكون الاختلافات الكبيرة في السرعات الزلزالية في الرواسب بسبب اختلافات المسامية وتشبع الماء. لا يؤثر تشبع الماء على (VS) (للمسامات المنخفضة)، ولكن له تأثير واضح على (VP).



تتناسب سرعة الموجات الزلزالية طردياً مع الكثافة عملياً، حيث تزداد السرعة مع زيادة الكثافة، ورياضياً يكون التناسب عكسياً. قام العالمان Nafe و Drake (1952) بربط العلاقة

$$V_p^{1/4} a = \rho$$

بين الكثافة والسرعة من خلال العلاقة V_p و ρ الكثافة بالكيلوغرام/م³ و V_p السرعة بالكيلومتر/ثانية). (a = ثابت)

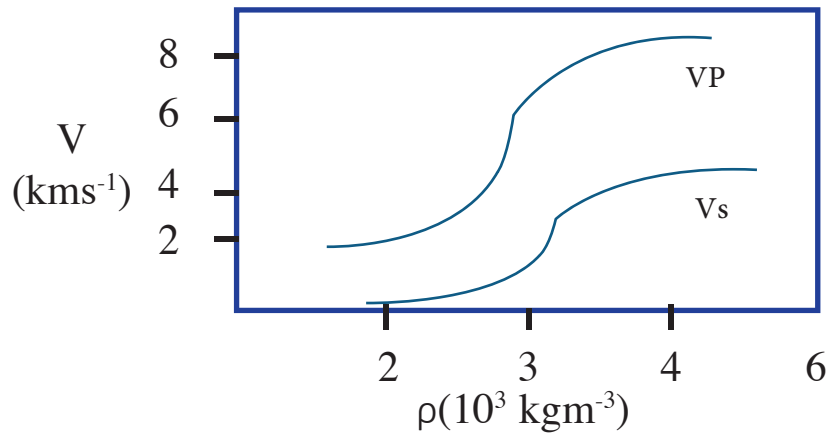
استنتج بيرش (1961) قانوناً يربط بين الكثافة والسرعات السيزمية بعلاقة خطية.

$$v = a\rho + b$$

و a و b ثوابت.

حيث تم الحصول على الارتباط الوثيق بين كثافة الصخور وسرعة الموجة الانضغاطية في الأصل تحت ضغوط محصورة تصل إلى 10 كيلو بار، وتحت مجموع سرعة الموجة الانضغاطية (V_p) في الوسائط المتماثلة. اعتماد (V_p و V_s) على الكثافة ليس واضحاً على الفور، ولكن الصخور

الأكثر كثافة لها سرعات سيزمية أعلى، على عكس ما يتوقع من العلاقة $V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ ، يحدث هذا لأن المعاملات المرنة (μ و K) تعتمدان أيضاً على (ρ) وتزدادان بسرعة أكبر من ρ (الشكل 16.6).



الشكل 16.6 يوضح العلاقة بين الكثافة وسرعة الموجات الأولية والثانوية (Nafe and Drake 1957).

التركيب المعدني والصخري

تحدد المعادن وتراكيب الصخور معامل الكتلة ومعامل القص والكثافة؛ التي تحدد سرعات الموجة (P) و (S). بشكل عام، تتميز الصخور النارية والمتحولة والكربونات والأنهيدرايت بسرعات زلزالية كبيرة نسبياً مقارنة بالتربة ومعظم الصخور الرسوبية. وذلك لأن الصخور المذكورة أعلاه تتشوه فقط تحت ضغوط الضغط والقص الشديدة، وبالتالي فهي تتميز بمقادير أكبر ومقاييس قص. في الأحجار الرملية والتربة، يميل الطين إلى الظهور في مواقع تحمل الأحمال. نتيجة لذلك، تتأثر السرعات الزلزالية بشدة بمحتوى الطين. ثبت أن الطين يقلل بشكل كبير من السرعة الزلزالية عن طريق تقليل معامل القص.

المسامية

تعرف المسامية بأنها نسبة حجم الفراغات الموجودة في كتلة صخرية إلى الحجم الكلي للكتلة. العامل الأكثر أهمية الذي يؤثر على سرعات الموجات الزلزالية هو المسامية. الموجات الزلزالية تنتقل في المواد الصلبة أسرع مما تنتقل في السوائل؛ مع عدم قدرة الموجات (S) على الانتشار عبر السوائل. وبالتالي مع زيادة مسامية الصخور، ستتخفف سرعات الموجة (P و S). وذلك لأن انتشار الموجات الزلزالية يصبح أقل كفاءة عندما يتم دفعه عبر سائل. تلعب بنية المسام دوراً مهماً في تقليل كفاءة انتشار الموجات الزلزالية داخل الصخور. تعتبر قيم المسامية أقل ما يمكن في الصخور النارية والمتحولة، وأعلى ما يمكن في الصخور الرملية والفتاتية. تتناسب المسامية عكسياً مع الكثافة، وتزداد السرعة السيزمية مع نقصان المسامية.

توصل ويلى وآخرون (Wyllie, et.al.1958) إلى العلاقة التي تربط المسامية بالسرعة في حجر الرمل المشبع بالماء، وأطلق عليها معادلة متوسط الزمن Time-average equation

$$\frac{1}{V_{bulk}} = \frac{\phi}{V_{fluid}} + \frac{1-\phi}{V_{matrix}}$$



يمكن الاعتماد على هذه العلاقة تقريباً عندما يكون الضغط الفاعل مرتفعاً والصخور مشبعة تماماً. تستخدم على نطاق واسع في صناعة النفط لتحويل البيانات من «السجلات الصوتية» إلى المسامية. تؤدي الشقوق والكسور والفجوات إلى زيادة نسبة المسامية في الصخور، وبالتالي تؤدي إلى انخفاض سرعة الموجات الزلزالية في تلك الصخور، وخاصة في الأعماق الضحلة. حيث نجد ان الشقوق الصغيرة تميل إلى الانغلاق مع زيادة العمق تحت تأثير وزن المادة الصخرية التي تعلوها والتي بدورها تزيد من عملية الانضغاط.

أظهرت الدراسات النظرية والتجريبية أن سرعة الموجة الانضغاطية تتناقص مع تناقص تشبع السوائل. مع زيادة جزء الغاز في المسام، تنخفض (K)، وبالتالي السرعة. كذلك سرعة موجات القص (V_s) تتناقص أيضاً مع زيادة محتوى الغاز. يتأثر معامل الانعكاس بشدة إذا كانت إحدى الوسائط الملامسة مشبعة بالغاز لأن الممانعة Impedance تنخفض عن طريق الانخفاض في كل من الكثافة والسرعة. يحدد سائل المسام الخصائص المرنة لمنطقة المسام. نظراً لأن سرعة الموجة (P) أكبر في الماء والزيت مما هي عليه في الهواء، فإن سرعة الموجة (P) للصخر تكون أقل تأثراً بالمسامية إذا كانت مساحة المسام مشبعة. بالإضافة إلى ذلك، تبين أن سرعة الموجة (S) تعتمد على كثافة سائل المسام. نتيجة لذلك، تزداد سرعات الموجة (P و S) مع زيادة تشبع المسام.

التسميت

يصف عملية التحلل الجيولوجي التي يتم فيها توحيد الرواسب غير المجمعة من خلال الضغط والتسميت، تحت وطأة ثقل الوحدات الجيولوجية العلوية، أو عندما تخضع للضغط التكتوني، حيث تصبح الرواسب والتربة مضغوطة. يقلل هذا الضغط من منطقة المسام، مما يزيد في النهاية من سرعات الموجة (P و S). نتيجة لذلك، تزداد السرعات الزلزالية للوحدات الرسوبية في كثير من الأحيان مع زيادة العمق. يشير التسميت إلى عمليات السوائل الكيميائية التي يتم فيها استبدال منطقة المسام بالراسب وتنصهر الحبيبات المعدنية مع بعضها البعض. يزيد التسميت من عدم قابلية الانضغاط والصلابة للصخور الرسوبية، وبالتالي يزيد حجمها ومقاييس القص. ختاماً، هذه العملية مسؤولة عن زيادة السرعات الزلزالية.

عمق الدفن Depth of Burial

تعني زيادة عمق الدفن زيادة في انضغاط الصخور لازدياد سمك الغطاء الرسوبي، وهذه الزيادة في الانضغاط تؤدي إلى تقليل نسبة المسامية وزيادة الكثافة، وتحدث هذه العوامل زيادة مرونة تلك الصخور، وبالتالي زيادة سرعتها الزلزالية. تزيد السرعة الزلزالية عمومًا مع العمق. الموجات السطحية مشتتة، مما يعني أن سرعتها تعتمد على طولها الموجي، وذلك لأن عينة الطول الموجي الأطول هي أعمق، حيث تكون السرعة أكبر. أيضًا، إذا زادت السرعة مع العمق، تصل الموجات ذات الطول الموجي الأطول أولاً.

العمر الجيولوجي Geological Time

إن تأثير عمر الصخور الجيولوجي على سرعتها الزلزالية، غالبًا ما يكون مرتبطًا بعمق هذه الصخور، أي أن العلاقة في الغالب طردية. إذ أن الصخور القديمة عادة ما تكون أعمق من الصخور الحديثة، لأن زيادة تماسك وتلاصق حبيبات الصخور الرسوبية بمرور الزمن يؤدي إلى زيادة الكثافة والسرعة في هذه الصخور. أجرى فاوست Faust, 1951 دراسات على السرعة في الصخور الرسوبية، واستنتج أن سرعة الموجات الانضغاطية لحجر الرمل والطين الصفحي يمكن التعبير عنها بالمعادلة الآتية :

$$V = K (ZT)^{1/6} \quad \text{m / sec}$$

حيث (K) تساوي 46.5 عندما يكون عمق الدفن (Z) بالمتر، وعمر الصخر الجيولوجي (T) بالسنوات، فتكون وحدة السرعة عند ذلك متر/ثانية. وهذه المعادلة هي معادلة تجريبية، ولا تنطبق على أنواع أخرى من الصخور، كحجر الرمل والطين الصفحي Shale .

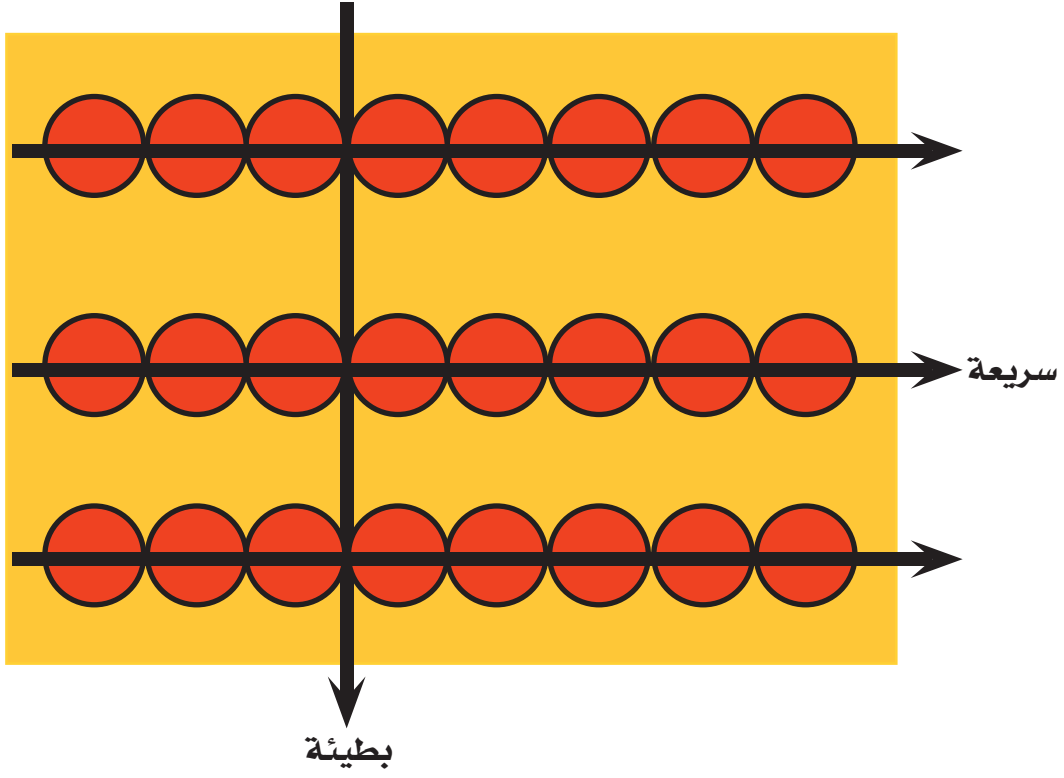


الضغط Pressure

تعتمد سرعة الموجة الانضغاطية بشدة على الإجهاد الفاعل. بالنسبة للصخور المدفونة في الأرض، يكون الضغط المحصور هو ضغط العمود الصخري العلوي، وقد يكون ضغط الماء في المسام ($<$ أو $>$ أو $=$) الضغط الهيدروستاتيكي إذا كان هناك مسامية متصلة بالسطح. الضغط الفاعل هو الفرق بين ضغط الحصر وضغط المسام. عمومًا ترتفع السرعة العامة مع زيادة ضغط الحصر، ثم تتخفض المستويات إلى «السرعة النهائية» عندما يكون الضغط الفاعل مرتفعًا. من المحتمل أن يكون التأثير بسبب إغلاق الشقوق. ففي انخفاض الضغط الفاعل والشقوق مفتوحة، تغلق بسهولة مع زيادة الإجهاد. مع زيادة الضغط الفاعل، يتم إغلاق جميع الشقوق، وترتفع (K) وتزداد السرعة، وكلما زاد ضغط المسام فوق الهيدروستاتيكي، ينخفض الضغط الفاعل كما تتخفض السرعة.

تباين الخواص مع الاتجاه Anisotropy

تختلف سرعة الموجات السيزمية في الصخور المتطبقة في حالة انتشارها بشكل مواز أو معامد على سطح التطبق. إن سرعة الموجة المتقدمة بموازاة الطبقات أو مستوى التطبق، تكون دائمًا أكبر من سرعة الموجة التي تكون معامدة على سطح الطبقة (الشكل 17.6). وعلى سبيل المثال تكون سرعة الموجة المتقدمة بموازاة مستوى التطبق في صخور الطفل Shale أكبر بحدود 10-25% منها في الاتجاه المعامد.



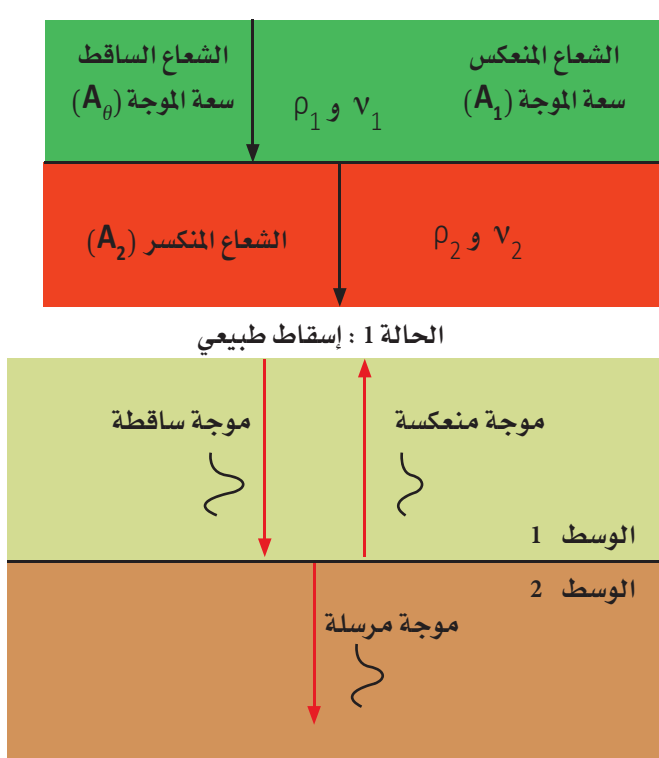
الشكل 17.6: يوضح تغير السرعة الزلزالية بالاعتماد على تباين الاتجاه (Sharma,1997)



5.6 الطاقة السيزمية (الزلزالية) Seismic Energy

1.5.6 معامل الانعكاس (R) والاختراق (T) السيزمي

عند سطح بيني بين طبقتين صخريتين، سيكون هناك تغير في سرعة الانتشار، بشكل عام، ناتج عن الاختلاف في الخصائص الفيزيائية للطبقتين. في مثل هذا السطح البيني، يتم تقسيم الطاقة داخل الموجة الزلزالية الساقطة إلى موجات مخترقة ومنعكسة. تتبع علاقات معامل الانعكاس من: (1) استمرارية الإزاحة، و (2) حفظ الطاقة. تعتمد السعات النسبية للموجات المخترقة والمنعكسة على: السرعة (V) والكثافة (ρ) وزاوية السقوط. يجب أن تكون الطاقة الإجمالية للموجات المخترقة والمنعكسة مساوية لطاقة الشعاع الساقط (الشكل 18.6).



الشكل 18.6 : يوضح معامل الانعكاس والاختراق والمعاوقة الصوتية (Sheriff and Geldart, 1995)

كمية الطاقة المخترقة عبر الحد الفاصل تتناسب عكسياً مع المعاوقة الصوتية Acoustic impedance أو مع حاصل ضرب الكثافة بالسرعة، والمحددة بواسطة
 المعاوقة الصوتية $Z = \rho V =$

حيث

Z: المعاوقة الصوتية

V: السرعة

p: الكثافة

كلما زاد الاختلاف بين الممانعات الصوتية للوسطين عند الحدود الفاصلة، زادت كمية الانعكاس، فوسطان لهما المعاوقة الصوتية نفسها لن يعطيا أي انعكاس (أو انكسار)، وفي حالة اختلاف قيم المعاوقة الصوتية بين الوسطين يحدث انعكاس أو انكسار.

يعرف معامل الانعكاسية (R) Reflection Coefficient

$$R = A_1 / A_0$$

$$R = \frac{(\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1)}{(\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1)} = \frac{(Z_2 - Z_1)}{(Z_2 + Z_1)} \quad -1 < R < 1$$

R: معامل الانعكاسية

A_1 : سعة الموجة المنعكسة

A_0 : سعة الموجة الساقطة

Z: المعاوقة الصوتية

V: السرعة

p: الكثافة

تشير القيم السلبية لمعامل الانعكاس إلى تغير الطور بمقدار 180 درجة في الموجة المنعكسة.
 يعبر معامل الانعكاس عن الفرق في المعاوقة الصوتية (الكثافة والسرعة الزلزالية) بين طبقتين من



الصخور. هذا يعطي نسبة الاتساع بين الموجة المنعكسة والموجة الساقطة عند حدود طبقة الصخور، ويتم حسابها باستخدام معادلة زوبريتس Zoeppritz. أي أن معامل الانعكاس هو مقياس للتغير في المعاوقة عبر الحد الفاصل. إذا سقطت الموجة بزواوية تصبح أكثر تعقيداً. في بعض الأحيان يتم التعبير عن معامل الانعكاس بطريقة مشتركة من حيث الطاقة وليس السعة. يُعطى معامل الاختراق (T) Transmission Coefficient من خلال:

$$T = \frac{A_2}{A_0} = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad 0 \leq T \leq 2$$

T: معامل الاختراق

A₂: سعة الموجة المخترقة

لاحظ أنه يوجد في الحد الفاصل استمرارية الإزاحة بحيث يكون $A_0 = A_1 + A_2$.

حالات خاصة:

- إذا كانت $T = 1$ ، $R = 0$ فإن $Z_1 = Z_2$

- إذا كانت $T = 2$ ، $R = -1$ فإن $Z_1 \gg Z_2$.

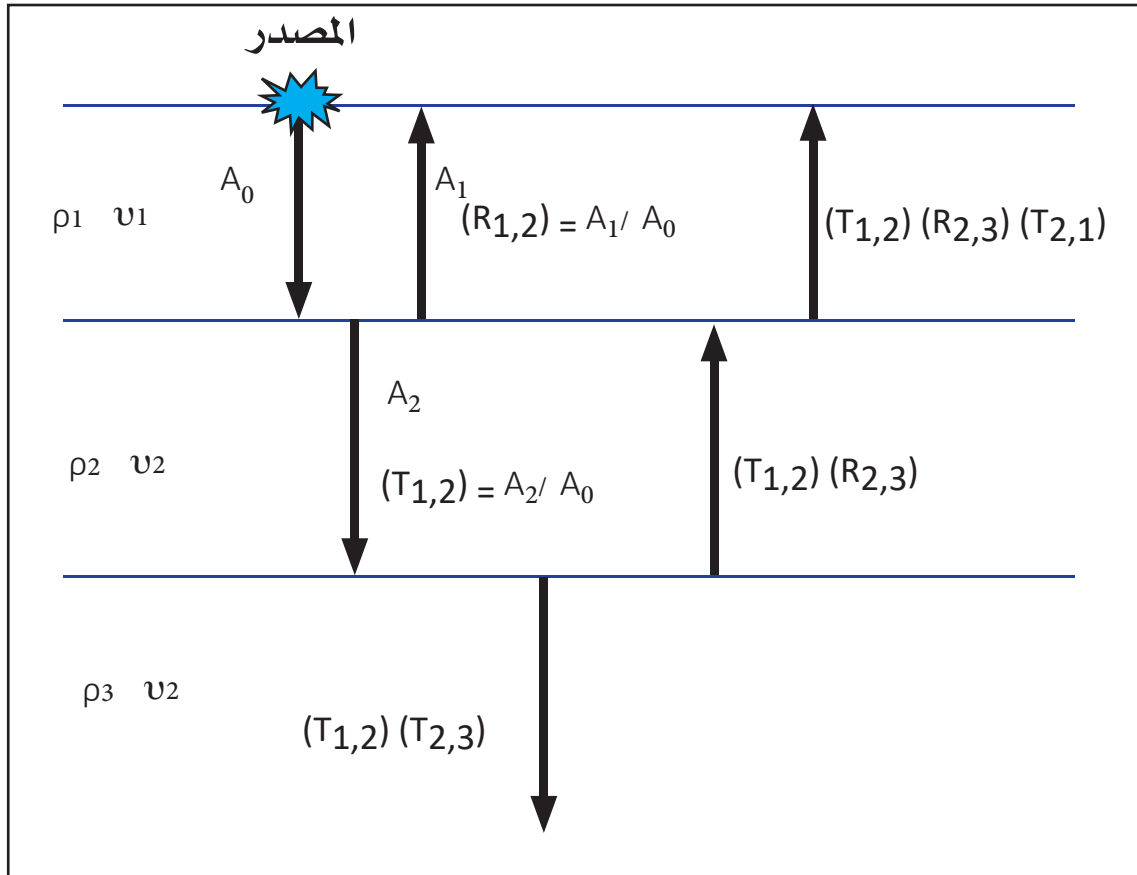
تعني القيمة $R = -1$ أن النبضة ستعكس بتغير قطبي، على سبيل المثال عند السطح البيني بين الصخور والهواء، مع موجة صاعدة متحركة.

إذا كانت $T = 0$ ، $R = 1$ ، $Z_2 \gg Z_1$ واجهة أرضية هوائية مع موجة متحركة لأسفل.

على الرغم من وجود سعة معززة للموجة المرسله في مواقف معينة، فلا يزال هناك فقدان للطاقة المخترقة E_T والطاقة المنعكسة هي E_R (الشكل 19.6).

$$E_R = \left(\frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \right)^2 \quad E_T = \frac{4Z_1Z_2}{(Z_2 + Z_1)^2}$$

$$E_R + E_T = 1$$



الشكل 19.6: حساب الطاقة المنعكسة والمختقة في حالة ثلاث طبقات وحدين فاصلين



2.5.6 عوامل فقد الطاقة السيزمية

التوهين Attenuation

يقل اتساع (قوة) الإشارة الزلزالية أثناء انتقالها عبر المادة. وكذلك تتخفف الموجات الزلزالية في السعة بسبب الانتشار الكروي. يتم تعريف التوهين لموجة الانتشار الجيبية رسمياً على أنه فقد الطاقة لكل دورة (طول الموجة) $\Delta E / E$ حيث (E) هو محتوى الطاقة للموجة.

وضعت العديد من النظريات لشرح التوهين في الصخور. يُعتبر الاحتكاك من العوامل المساهمة من الناحية التجريبية، كما وجد أن التوهين يعتمد على التردد، دون السرعة. كمياً، عند 1 هرتز، تتحلل السعة بمقدار الثلث تقريباً لمسافة 10 كم، في حين عند 1000 هرتز تتحلل بالقدر نفسه في 10 أمتار. أيضاً، قد يكون التوهين أكبر بمقدار 10 أضعاف في الرواسب غير المجمعة. آلية توهين أخرى مهمة هي تقليل سعة الموجة عن طريق تشتيت طاقتها بواسطة أجسام تكون أبعادها حسب طول الموجة. على سبيل المثال، قد يؤدي تخفيف إشارة 1000 هرتز في وسط ضحل متباين الخواص بسرعة 250 م/ثانية إلى تقليل الإشارة إلى الثلثين، التي يتم تضخيمها الأصلي بعد قطع مسافة 157 متراً فقط.

عندما ينتشر الصوت عبر وسيط، تقل شدته بالمسافة. معظم الوسائط لها لزوجة وليست مثالية. التوهين يُظهر فقدان طاقة انتشار الصوت في الوسائط، وهذا ما يسمى الامتصاص. إذا كانت الوسائط غير متجانسة، إلى جانب لزوجة الوسائط، يمكن أن ينعكس الصوت في اتجاهات أخرى من اتجاهها الأصلي للانتشار، وهذا يسمى التشتت، ويعطي سبباً رئيساً آخر لإزالة الطاقة، والتوهين سيكون التأثير المشترك للتشتت والامتصاص.

إذا افترضنا أن الأرض مرنة تماماً، فقد يتم التحكم في سعة الموجة الزلزالية فيها عن طريق التشتت الهندسي، ونقل وانعكاس الطاقة على الحدود. لكن في الحالة الحقيقية، فإن الأرض ليست مرنة تماماً، وهذا يتسبب في تضاؤل أو توهين الموجات التي تنتشر مع مرور الوقت. ينص قانون الحفاظ على الطاقة أن الطاقة تتحول من الطاقة الكامنة إلى الطاقة الحركية دون فقدان أي شيء. لكن هذا القانون صالح ما دام لا يتضمن أي قانون آخر من أشكال الطاقة. عندما تنتقل

الموجة الزلزالية عبر الأرض، تتبدل طاقتها بين الطاقة الكامنة والحركية، الطاقة الكامنة بسبب موقع الجسيم، والطاقة الحركية ترجع إلى سرعة الجسيم، عموماً هناك ثلاثة عوامل رئيسية تتحكم في فقد الطاقة السيزمية هي:

❖ الانتشار الهندسي (التباعد الكروي) Geometrical Spreading

عندما تنتشر طاقة الموجات السيزمية شعاعياً بعيداً عن المصدر، تنخفض السعة مع زيادة المسافة. تخيل موجة تنتقل للخارج من مصدر نقطة. إذا قطعت الموجة مسافة (r) ، فإن مقدمة الموجة تغطي المنطقة $A = 4 \pi r^2$ ، وعند هذه النقطة يكون للموجة سعة (X) . الطاقة هي الموجة متناسبة مع (X^2) . هكذا

$$\text{إجمالي الطاقة} = 4\pi r^2 X^2$$

يتطلب حفظ الطاقة أن تظل هذه الكمية ثابتة مع زيادة (r) . هكذا

$$X^2 \propto 1/r^2 \quad \text{و} \quad X \propto 1/r$$

عندما تنتقل الموجة الزلزالية في الأرض، ستخضع السعة بمقدار $(1/r)$ حتى لو لم يتم فقد أي طاقة. تُعرف هذه الظاهرة باسم التباعد الكروي أو الانتشار الهندسي.

❖ التوهين الجوهري (الامتصاص) Absorption

عند انتشار وتحرك الموجات السيزمية خلال الأرض، فإنها تؤدي إلى تشوه بعض الحبيبات المعدنية المكونة للصخور بسبب الانفعال الحادث بواسطة الإجهاد الناتج عن مرور الموجات. ونظراً لأن الأرض ليست مرنة تماماً بشكل عام، فإن جزءاً من الطاقة يفقد على شكل حرارة. يعرف هذا الفقد في الطاقة للموجة على أنه الامتصاص Absorption. ويمكن تمثيلها بالمعادلة التالية:



امتصاص الطاقة يقل بشكل كبير مع المسافة المقطوعة.

للمواد المتجانسة

$$\frac{A}{A_0} = \frac{r_0}{r} \exp\{-\alpha(r - r_0)\}$$

(A و A₀) هما السعات على مسافة (r و r₀) من المصدر.

α معامل التوهين: يزداد معامل التوهين (α) مع زيادة التردد. لذا فإن الموجات ذات

التردد المنخفض سوف تضعف بشكل أبطأ من التردد الأعلى.

$$\alpha = \frac{\pi f}{Q}$$

$$Q^{-1} = 2\alpha\lambda$$

Quality factor = Q معامل الجودة

Wavelength = λ الطول الموجي

بالنسبة للأحجار الرملية ذات المسامية φ ومحتوى الطين (C).

$$\alpha = 0.0315\phi + 0.241C - 0.132 \frac{dB}{cm}$$

$$Q = 179C^{-0.843}$$

ويمكن كتابة المعادلة اعلاه بصيغة اخرى

$$I = I_0 e^{-qr}$$

حيث (I) هي شدة الطاقة، (q) هي معامل الامتصاص، (r) هي المسافة من المصدر. إذا افترضنا أن (I_0) هي طاقة المصدر، تبدأ هذه الطاقة بعد مسافة (r) في الاضمحلال، وبالتالي تقل السعة لتصل إلى (I). الفقد نتيجة الامتصاص عمومًا، هو عند الترددات العالية أكبر من الفقد عند الترددات الأقل، ولهذا السبب نجد أن الطاقة تسير لمسافة أعمق عند ترددات منخفضة خلال الأرض.

عموما تقل الطاقة الزلزالية وذلك للأسباب التالية:

- انتشار الموجات الزلزالية ليس مرناً تماماً (عمليات غير مرنة).
- الاحتكاك الداخلي أثناء انتشار الموجة.
- فقدان الطاقة يعني انخفاض في السعة

أطلق شير *Shearer* في عام 1999 على هذا اسم التوهين الجوهري، ويميزه بعامل الجودة (Q) Quality factor

$$1/Q = -\Delta E / 2\pi E$$

(E) هي طاقة الموجة و (ΔE) هي فقدان الطاقة لكل دورة. (Q) بلا أبعاد، وهو قياس الفقد الجزئي للطاقة لكل دورة من الموجة الزلزالية. إذا كانت (Q) لها قيمة منخفضة بالنسبة للمنطقة، فهذا يعني أن الموجة ستضعف أكثر من منطقة واحدة ذات قيمة أعلى على (Q).

يُقاس التوهين بجودة لا أبعاد لها تُعرف بعامل جودة الصخور (Q) أو عامل التوهين. (Q) هي نسبة الطاقة المخزنة إلى الطاقة المشتتة. يقيس فقدان الطاقة النسبي لكل دورة تذبذب.

$$Q = (\text{طاقة الموجة الزلزالية}) \div (\text{الطاقة المفقودة خلال دورة واحدة من الموجة})$$

حيث (E) هي طاقة الموجة الزلزالية و (ΔE) هي تغير الطاقة لكل دورة.

$Q \approx 30$ للصخور الرسوبية المجوأة، و $Q \approx 1000$ للجرانيت



هناك أيضاً معامل الامتصاص (α)، ويعبر عنه بالديسيبل لكل طول موجة.

ملاحظة: الطاقة المفقودة تعتمد على عدد التذبذبات في الثانية التي تنتجها الموجة. وبالتالي فإن الترددات العالية ستضعف بسرعة أكبر من الترددات المنخفضة. ومن نتائج التوهين المعتمد على التردد أن شكل النبضة يمكن أن يتغير أثناء انتشارها عبر الأرض. يحدث هذا للأسباب التالية:

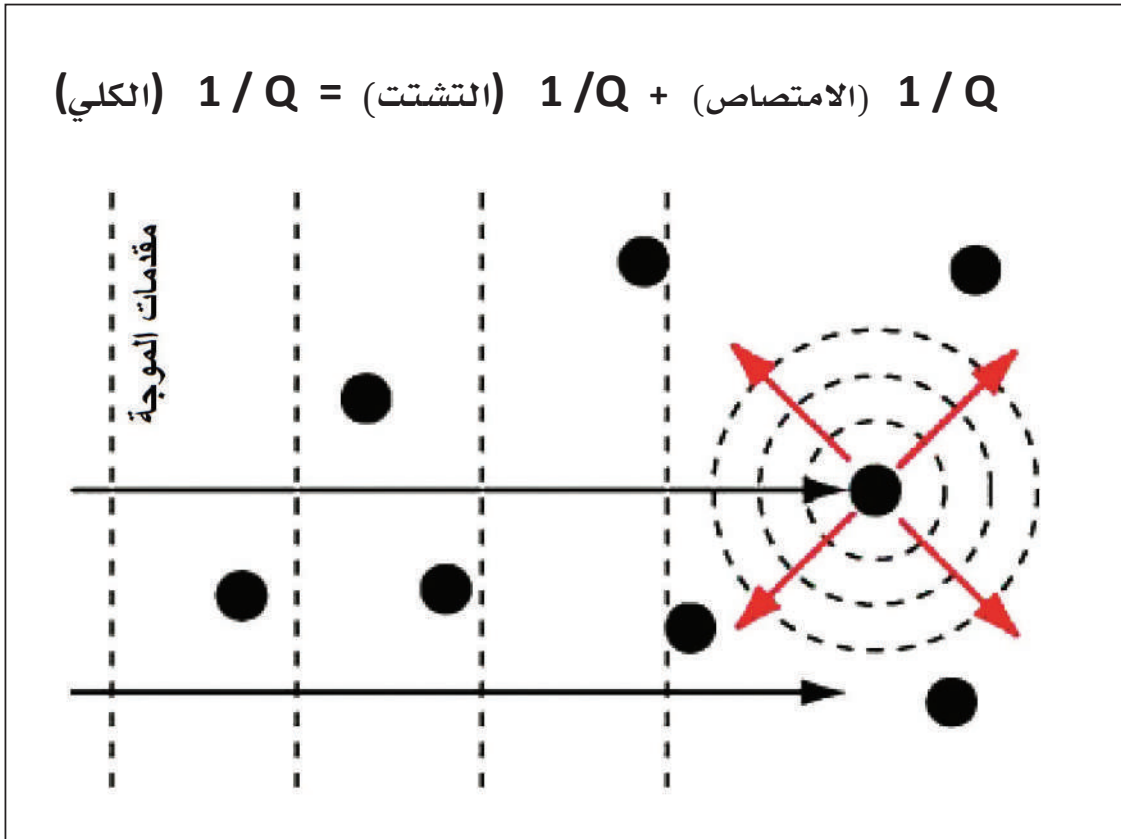
- يمكن أن تتحلل النبضة إلى مجموعة من منحنيات الجيب أو جيب التمام بأطوال موجية مختلفة (نظرية فورييه).
- عندما تنتقل النبضة، تضعف الإشارات ذات الطول الموجي القصير بسرعة أكبر.
- تهيمن الأطوال الموجية الطويلة، مما يعطي النبضة شكلاً أكثر سلاسة ومدة أطول

❖ توهين التشتت Scattering Attenuation

على افتراض أن الوسط غير متجانس، ويحتوي على بعض الحبيبات ذات السرعة الزلزالية المختلفة للصخور المضيفة. سوف تنحرف/تنتشر الموجات الزلزالية من هذه الحبيبات، وستفقد الطاقة من مقدمة الموجة المتماسكة، وتتحول إلى طاقة زلزالية عشوائية. والنتيجة النهائية هي فقدان الطاقة. (الشكل 20.6).

إذا عرفنا معامل الجودة لتوهين التشتت عندئذ تصبح كالتالي :

$$1/Q = (\text{الامتصاص}) + 1/Q + (\text{التشتت}) \quad 1/Q \text{ (الكلي)}$$



الشكل 20.6: يوضح كيفية الانتشار الموجي، وفقد الطاقة عن طريق الامتصاص



3.5.6 مصادر الطاقة السيزمية Seismic Energy Sources

هناك متطلبات أساسية يجب توفرها لأي مصدر سيزمي يعمل بفاعلية عالية، وهي:

- المصدر يقوم بتوليد طاقة كافية في نطاق تردد مناسب
- المصدر ذو جدوى اقتصادية
- المصدر غير مدمر وصديق للبيئة
- المصدر ذو خاصية التكرارية

على ضوء نمط المصدر وطبيعته يمكن تقسيم المصادر السيزمية إلى نوعين: على اليابسة وفي البحر، كما هو موضح في (الجدول 2.6) أدناه

الجدول 2.6: يوضح مصادر الطاقة السيزمية على اليابسة وفي البحر

المصدر	مصدر الطاقة السيزمية على اليابسة	مصدر الطاقة السيزمية في البحر
Impact صدمة	Sledge Hammer مطرقة المزلاقة Weight Drop إسقاط الوزن Accelerated Weight الوزن المعجل	
Impulsive مندفع	Dynamite ديناميت Explosives متفجرات Detonating Cord تفجير الحبل Air gun بندقية الهواء Shot gun بندقية Borehole Sparker شرارة حفرة البئر	Air gun بندقية هواء Gas gun بندقية بخار Sleeve gun بندقية كمام Steam gun بندقية بخار Water gun بندقية ماء Sparker شرارة Pinger بينجر Boomer بومر
Vibrator هزاز	Vibroiseis طريقة الاهتزاز Vibrator Plate لوحة هزاز Generator Rayleigh Wave مولد موجة رالي	Multi Pulse متعدد النبض Geochirp
Receivers المستقبلات	Geophone (سماعة) مستقبل Accelerometer مقياس التسارع Seismometer راصد هزات	Hydrophones الهيدروفونات (سماعات) Streamers اللافتات Ocean Bottom Seismographs راصد هزات قاع البحر

المصادر السيزمية على اليابسة

هناك نوعان من مصادر الطاقة السيزمية على اليابسة:

1. مطرقة المزلقة *Sledge hammer* أو إسقاط وزن *Weight Drop*

2. متفجرات *Explosives*

ويجب الأخذ بالاعتبار ما يلي :

● الحاجة إلى مصدر زلزالي عالي التردد لتوليد إشارات ذات طول موجي قصير (يجب أن يكون الطول الموجي أقل من سماكة الطبقات المراد دراستها). ومع ذلك، إذا كان التردد مرتفعاً جداً، فسيصبح التوهين مشكلة كبيرة.

● المطرقة التي تضرب لوحاً معدنياً تجعل منه مصدراً محمولاً وقابلاً للتكرار. توفر مطرقة المزلقة طاقة جيدة، ولكنه تردد منخفض نسبياً. ستعطي المطرقة أصغر إشارة عالية التردد للتصوير الضحل. من خلال تكديس عدد من ضربات المطرقة، يمكن زيادة نسبة الإشارة إلى الضوضاء.

● تعطي الأسلحة النارية ترددات أعلى.

● تستخدم أيضاً عمليات إسقاط الوزن، ويتم تثبيتها بشكل شائع على ظهر شاحنة صغيرة. وتشمل عمليات إسقاط الوزن الأكبر استخدام طائرات مروحية.

الطريقة الأسهل والأكثر شيوعاً لمصادر الطاقة هو استخدام المطرقة *Hammer*، حيث أن ضربة مطرقة على سطح لوح معدني مستوي على سطح الأرض، يستطيع أن يولد طاقة كافية لتمكين اكتشاف الموجة السيزمية عند مسافة قد تصل إلى 100 متر. في بعض الأحيان لا يمكن الحصول على طاقة كافية من خلال ضربة المطرقة، في هذه الحالة، يمكن استخدام وسيلة إسقاط كتلة ذات وزن وأشكالها المختلفة. المشكلة الوحيدة والمعقدة في استخدام كتلة، تكمن في كيفية استخدام وسيلة سهلة لنقلها إلى المكان المطلوب. هناك مدى واسع من العمل السيزمي يتم تنفيذه من خلال المطرقة واللوح المعدني، مثل هذا اللوح يستخدم للحصول على ازدواج سيزمي *Seismic coupling*



جيد بين المطرقة والأرض. هذا العمل السيزمي يصبح مشكلة على أرض ناعمة وضعيفة التباين، حيث أن اللوح المعدني يتم انزلاقه داخل الأرض ويجب استخراجها.

على الجانب الآخر، يتم استخدام المتفجرات Explosives، في الحالات التي تكون فيه الطاقة الممنوحة من المطرقة غير كافية للعمق المطلوب. مثل هذه المتفجرات يتم وضعها في فجوة معدة لذلك، وتحزم لأسفل لتحسين الازدواج بين الشحنة المتفجرة والأرض. هناك أنواع مختلفة من المتفجرات صممت خصيصاً لمثل هذا العمل السيزمي، لكن المشكلة دائماً تكمن في الحصول على رخصة لاستعمال المتفجرات في موقع ما. قد يُستخدم في بعض الأحيان مدفع تفجير Shot gun لإطلاق أعيرة نارية داخل الأرض، وهو يتواجد بأنواع مختلفة ومتاح، لتوفير مصدر للموجات السيزمية، وهو فاعل وذو كفاءة عالية.

عادةً ما يتم استخدام الحفر الرحوي Rotary drilling لوضع الضربة في حفرة قطرها 8-10 سم على عمق 6-30 متراً. يمكن تركيب التدريبات على شاحنة، أو التدلي أسفل طائرة مروحية كبيرة. في حين أن تفجير الصخور والتربة في الهواء ممتاز، إلا أنه يمثل فقداناً للطاقة وخطراً على السلامة. وتمتاز طريقة المتفجرات بإشارة اندفاعية حادة. يمكن إنشاء إشارات قوية إذا لزم الأمر لتصوير القشرة السفلية والغطاء العلوي. أما عيوبها؛ فهي غير قابلة للتكرار، وبطيئة جداً، ومعظم طاقتها على هيئة موجات (P)، ولا يمكن استخدامها في المناطق الحضرية.

في السابق، كانت المتفجرات تستخدم على نطاق واسع، لكن استخدامها انخفض مع تطور طريقة الاهتزاز Vibroseis. ولاستكشاف أعماق بعيدة، تعد طريقة الاهتزاز Vibroseis هي التقنية الأكثر استخداماً على نطاق واسع. هذا لا يولد إشارة اندفاعية حادة، ولكنه يولد شكل موجة أطول يستمر عادة من 10 إلى 20 ثانية بترددات 10-100 هرتز. تتطلب معالجة البيانات أن يتم تحليل التسجيل الميداني للارتباط بإشارة المصدر المعروفة. يمكن أن يسمح ذلك باكتشاف الإشارات في المناطق ذات الضوضاء الزلزالية الكبيرة (مثل حركة مرور السيارات والرياح وما إلى ذلك)

و يمكن لشاحنات الاهتزاز السيزمي Vibroseis توليد قوى تصل إلى 100000 نيوتن، وتحتاج عموماً إلى سطح صلب للعمل عليه. هناك جدل حول ما إذا كانت لا تسبب أي ضرر

للطريق. للحصول على قوة إشارة إضافية، يتم استخدام شاحنات متعددة وهي تهتز في الطور، ويمكن إنشاء كل الموجات من (P و S). (الشكل 12.6).



الشكل 21.6 يوضح الهزاز الديناميكي العملاق Vibroseis
<https://.wikimedia.org/Vibroseis>



المصادر السيزمية البحرية

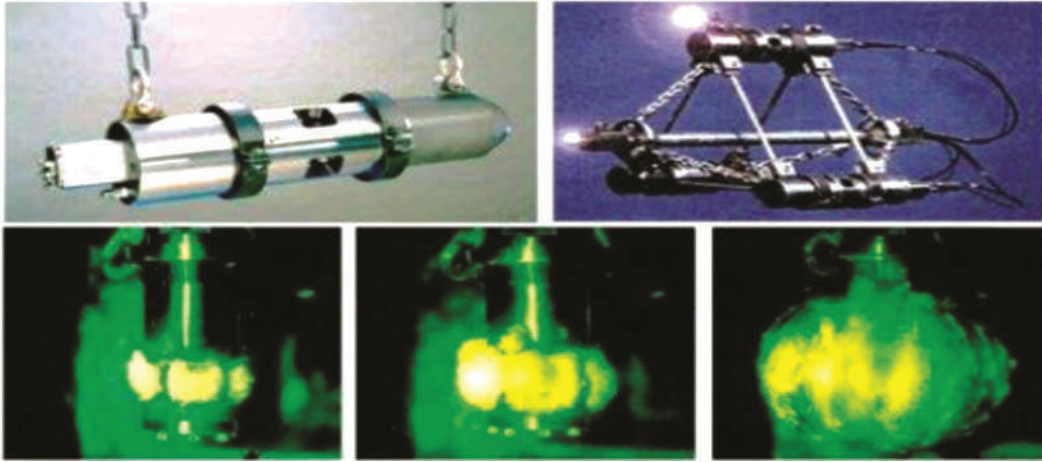
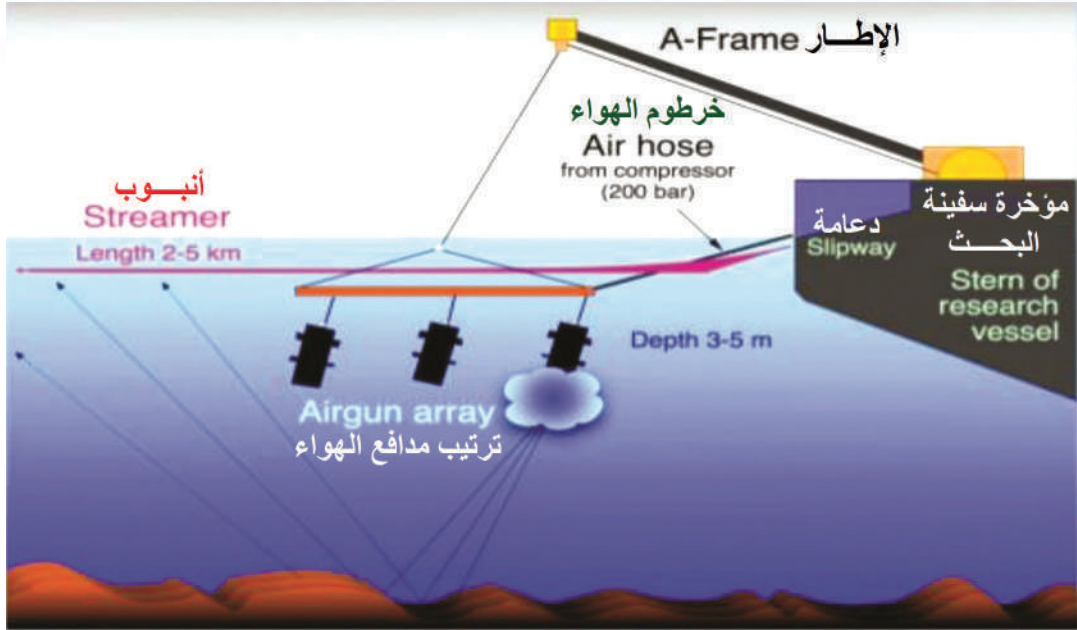
بنادق الهواء

يعمل المسدس الهوائي عن طريق إطلاق فقاعة هواء تحت ضغط عالٍ في الماء. يولد التمدد السريع للفقاعة طاقة زلزالية ذات محتوى تردد يتراوح بين 10 و 100 هرتز. ويمتاز بأنه مصدر موثوق للغاية وقابل للتكرار. أما سلبياته؛ تذبذب نبضة الفقاعة وتوليدها لقطار طويل نسبياً. ومع ذلك، يمكن استخدام مجموعة من البنادق الهوائية على أعماق مختلفة، تجعل شكل الموجة المدمج أقصر في المدة. في الماء، يتم إنشاء موجات (P) فقط، ولكن يمكن إنشاء موجات (S) عن طريق تحويل الوضع في قاع البحر (الشكل 22.6).

المتفجرات

كانت تستخدم مرة واحدة على نطاق واسع في الزلازل البحرية، ولكن الآن تم استبدالها إلى حد كبير بالمدافع الجوية. يصعب التغلب على مشكلة نبض الفقاعة، ولكن يمكن تقليلها عن طريق التفجير بالقرب من السطح (مع فقد بعض الطاقة).

يتم استخدام مجموعة من مصادر التردد العالي في الاستكشاف البحري (100-10000 هرتز). وتشمل هذه أجهزة *Pingers, Sparkers, Boomers*. يعطي التردد العالي صورة حادة لطبقات الرواسب الضحلة، لكن التوهين الأعلى يحد من عمق الاختراق. تستخدم هذه الطرق على نطاق واسع في المسح الجيوتقني البحري.



الشكل 22.6 : مكونات المسدس الهوائي حيث يعمل عن طريق إطلاق فقاعة من هواء الضغط العالي في الماء.

<https:// wikimedia.org /Streamer>

تتراوح ترددات المصادر الزلزالية في الموجات السطحية للزلازل 0.1-0.01 هرتز، وفي الموجات الجسمية 10-0.1 هرتز، وفي الاهتزاز السيزمي Vibroseis بين 100-10 هرتز، وفي المدافع الهوائية 100-10 هرتز، وفي المتفجرات من 10 - 300 هرتز.



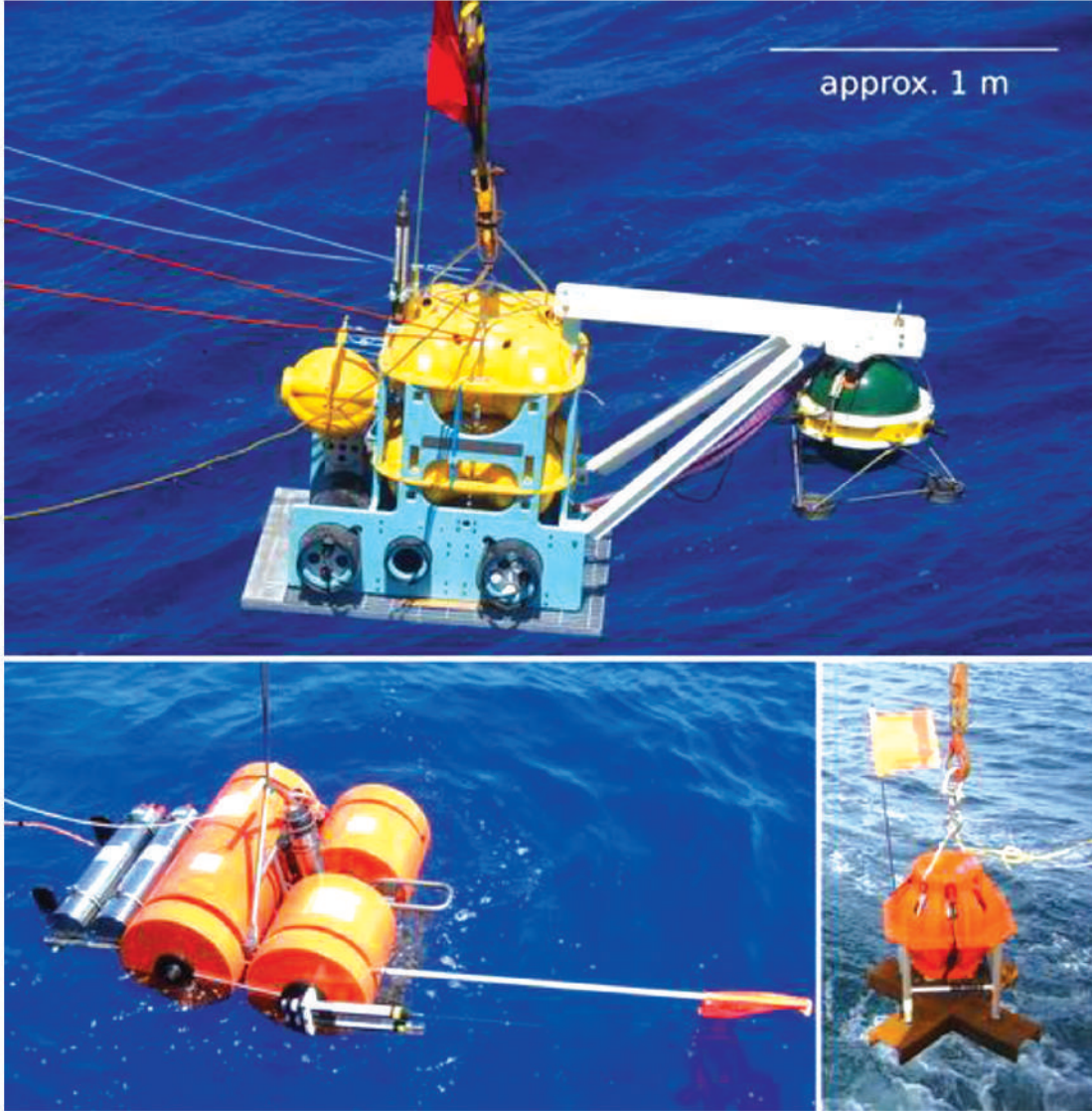
الاستكشاف الزلزالي البحري Hydrophones and Streamers

لا يمكن لموجات (S) الانتقال في الماء، لذلك يمكن فقط اكتشاف موجات (P) في الماء. في الاستكشاف البحري، يتم الكشف عن الموجات الزلزالية من خلال تغير الضغط مع مرور الموجة (P) في الكاشف. يسمى هذا النوع من أجهزة الاستشعار بالميكروفون، وهو يحول التغير في ضغط الماء إلى إشارة كهربائية من خلال التأثير الكهروإجهادي.

في عمليات الاستكشاف البحرية، يتم وضع العديد من الهيدروفونات في مجاري مياه مملوءة بالطفل ومليئة بالنفط، يمكن أن يزيد طولها عن 6 كيلومترات. يتم التحكم في العمق بواسطة زعانف متحركة، ويتم استخدام عوامة الذيل لتحديد اتجاه جهاز الإرسال بالنسبة للسفينة. تتحرك الريش عندما تندفع تيارات المحيطات بزاوية في الاتجاه الذي تسير فيه سفينة المسح. يمكن للسفن الحديثة سحب العديد من اللافتات، وهذا يتغلب على الريش ويوفر أيضاً تغطية ثلاثية الأبعاد.

أجهزة قياس الزلازل في قاع المحيط (OBS's)

هذه مثل أجهزة قياس الزلازل الأرضية، ولكنها تُسقط في قاع البحر من سطح البحر. يسمح الاقتران بقاع البحر بتسجيل 3 مكونات للحركة (أي يمكن اكتشاف موجات (P) وموجات (S)). وهي بطيئة الاستخدام بشكل عام، ولكنها الأكثر استخداماً في الدراسات الاستقصائية البحثية. يوضح (الشكل 23.6) بعض التطبيقات في استكشاف المواد الهيدروكربونية.



الشكل 23.6 : أجهزة قياس الزلازل في قاع المحيط (OBS's)



4.5.6 تسجيل وتكديس الإشارة Signal Recording & Stacking

تشمل الأجهزة السيزمية المستقبل (اللاقط، السماعة الأرضية أو الجيوفون)، ووسائل تسجيل الناتج من الجيوفون، أو ما يعرف بمرسام الزلازل (السيزموجراف) Seismograph. يتفاوت تطور الأجهزة بداية من مرسام الزلازل (السيزموجراف) الذي يسجل قناة واحدة من خلال الإشارة الناتجة من لاقط/جيوفون وحيد للأجهزة متعددة القنوات، والتي تشمل 96-12 قناة وأكثر من ذلك، والتي تطورت بشكل هائل في الآونة الأخيرة. يقبل السيزموجراف الإشارة الناتجة من المصدر السيزمي، ويبدأ في تسجيلها من خلال الجيوفون، حيث يكون تسجيل قراءات السيزموجراف على هيئة مخططات Charts. يبين (الشكل 24.6) أحد أنواع السيزموجراف الحديثة. هذه الإشارة الناتجة من الجيوفون والتي تكون في صورة تناظرية Analogue يبدأ تحويلها إلى صورة رقمية Digital، ثم يتم تسجيلها على الكمبيوتر. تطورت ذاكرة الحاسبات النقالة Portable computers حيث معدل العد وطول السجل السيزمي التي يجب حفظها على الحاسب تحسن بشكل مثير، والآن أصبح من السهل رؤية حجم البيانات المسجلة بواسطة أنظمة التسجيل المختلفة، من بينها نظام التسجيل 12 أو 24 أو 48 أو 96 وغيرها من الأنظمة الحديثة. وجود القدرة الحسابية الهائلة من خلال الحاسوب جعلت هناك أيضا إمكانية تفسير البيانات أثناء العمل الحقلية.

توجد أشكال مختلفة من عرض البيانات على السيزموجراف، حيث يمكن عرضها على هيئة أثر متذبذب Wiggle trace أو في شكل إشارة مظلمة Amplitude shaded signal. من الممكن تغيير نسبة التكبير لكل إشارة قادمة من كل قناة بشكل منفرد، وبالتالي يفضل إعطاء الإشارات القادمة من اللواقط (الجيوفونات) وعلى مسافات بعيدة نسبة تكبير أكبر من الإشارات الناتجة من جيوفونات على مسافات قريبة من المصدر. يمكن إزالة تأثير التداخلات والضوضاء Noise للإشارات الناتجة من خطوط الإرسال أو اللفات الأرضية من خلال ما يسمى بعملية الترشيح Filter والتنقية للبيانات والتي يمكن تطبيقها بصفة عامة على كل إشارة.

تجميع الإشارة

أجهزة السيزموجراف لها القدرة على تجميع الإشارة السيزمية الناتجة من إشارات متكررة للمكان نفسه، وتحويلها إلى إشارة واحدة عن طريق أخذ متوسط الاستجابة الناتجة. تسمى هذه العملية بتجميع الإشارة، والتي من خلالها يمكن التغلب على تأثير الضوضاء/التشوش. تعتبر هذه الضوضاء من أكبر مشاكل عمل المسح السيزمي. تنشأ هذه الضوضاء عن عمليات مختلفة منها حركة المرور للمناطق الصناعية، وحركة معدات الحقول الزراعية، وتأثير الأشجار. أنسب الأوقات لتنفيذ مثل هذا المسح السيزمي في المناطق غير المدنية هو في الصباح الباكر، عندما يكون هناك رياح قليلة، حيث تأثير هذه الرياح يؤدي إلى حركة الأشجار والتي بدورها تصنع ضوضاء ذات تردد قليل، والتي قد تؤثر بدرجة كبيرة على الإشارة السيزمية الناتجة من ارتطام مطرقة مثلاً.

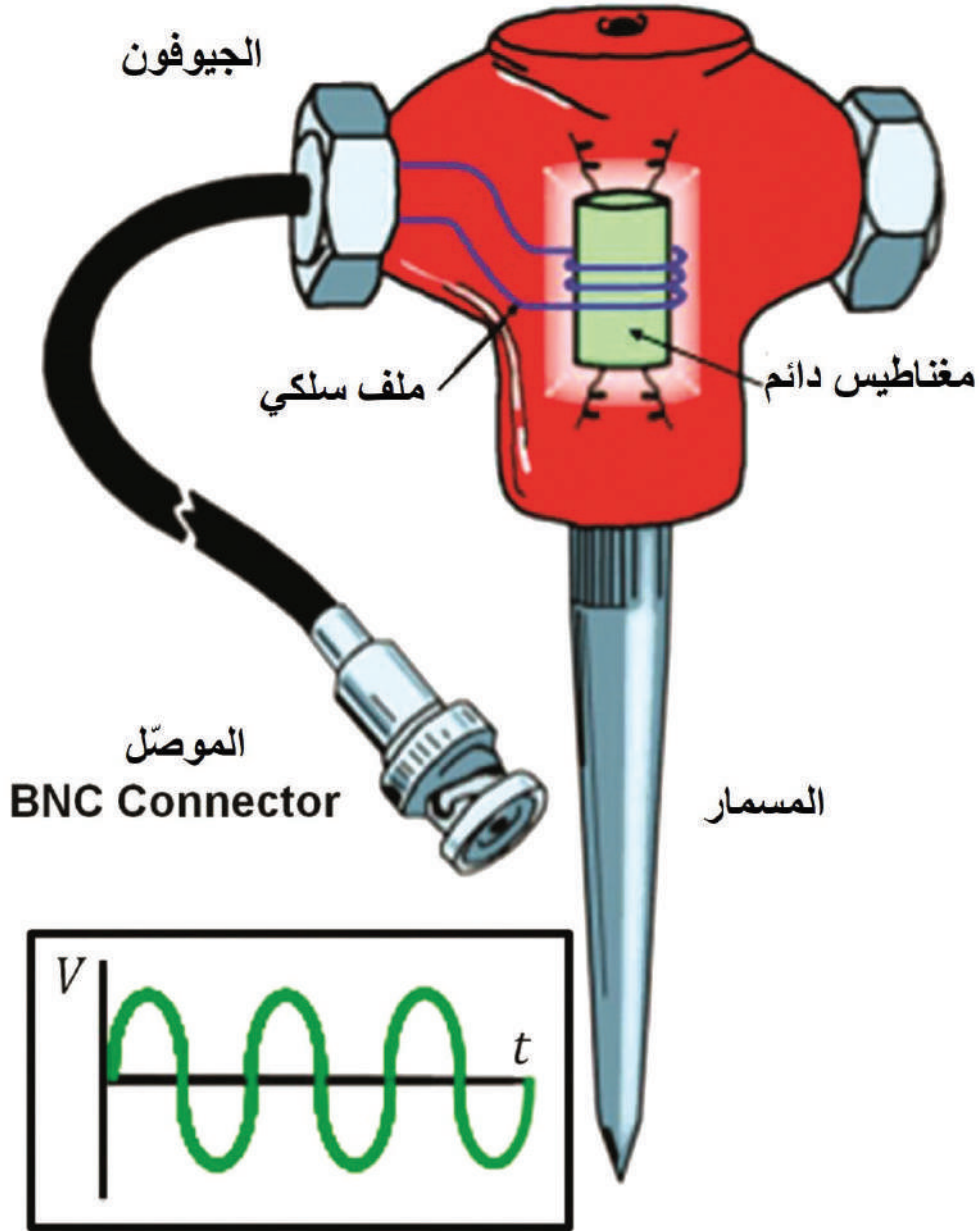


الشكل 24.6: يبين أحد أجهزة السيزموجراف



بالأرض، وتصبح هذه الإشارة مغمورةً بهذه الضوضاء. كما أن هناك حركة الأعشاب الناتجة من احتكاك أوراق النبات التي تضرب بعضها بعضاً بسبب الرياح. تؤثر هذه الرياح على أجهزة التسجيل السيزمي وتشكل أحد مشاكل الضوضاء في الإشارة السيزمية. يراقب اللاقط (الجيوفون) الحركة الأرضية الناتجة من مرور سلسلة الموجات السيزمية (Seismic wave train).

الجيوفونات المستخدمة للتسجيل على اليابسة كلها تقريباً من النوع الكهرومغناطيسي. يتكون هذا النوع من كاشف (ملف سلكي ومغناطيس)، ويتم تثبيت أحد العنصرين بصلاية قدر الإمكان إلى سطح الأرض لدرجة أنه سوف يتحرك بطول الأرض في استجابة للاضطرابات السيزمية. يعمل العنصر الآخر بالقصور الذاتي، حيث يكون معلقاً بواسطة زنبرك من حامل موصول بالجزء الذي يتحرك مع الأرض. تولد الحركة النسبية بين الاثنين قوة دافعة كهربائية بين الملف والمغناطيس، ويكون الجهد متناسباً مع سرعة الحركة. يوضح (الشكل 25.6) رسماً تخطيطياً للجيوفون (Burger, 1992). تعتمد حساسية السماع الأرضية على؛ شدة المغناطيس، وعلى عدد لفات السلك في الملف، والشكل الهندسي الذي يتحكم في التأثير المتبادل بين خطوط الفيض المغناطيسي والملف. تطورت هذه السماعات الأرضية وأصبحت أصغر حجماً لأن المواد المغناطيسية الأكثر شدة الجديدة أصبحت في متناول اليد. كل كاشف سيزمي سواء صمم لتسجيل الزلازل الطبيعية، أو الصناعية المولدة في التنقيب السيزمي، له فترة طبيعية، والتي تعتمد على الكتلة وقوة الاستعادة لتعليق الزنبرك. في حالة السماع الأرضية الكهرومغناطيسية، تعتمد الفترة الطبيعية (T) على كتلة العضو ذي القصور الذاتي المعلق (سواء كان مغناطيساً أو ملفاً) ومعامل التصلب (K) للزنبرك. الكمية الأخيرة هي ثابت التناسب بين القوة في الزنبرك والاستطالة التي يمكن أن تعزى إلى القوة.



الشكل 25.6 يبين مكونات الجيوفون (Burger,1992)



وتعتمد الفترة (T) على K, m ($T = 2\pi \sqrt{\frac{k}{m}}$) ، حيث أن التردد هو عبارة عن مقلوب الفترة

$$(f = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{k}{m}}) T$$

إذا كان التضاؤل في نظام السماعة الأرضية صغيراً، فإن أي نبضة سيزمية تضع الزنبرك المعلق في حركة، سوف تولد إشارة تذبذبية أو حلقيه ذات تردد هو عبارة عن مقلوب الفترة الطبيعية. بشكل عام يكون هذا النوع من التذبذب غير مرغوب في التسجيل السيزمي. يرجع هذا إلى أن الاستجابة لأي مركبة لإشارة المدخل التي تحدث عند الفترة الطبيعية سوف تكون أكثر حدة بالمقارنة بكل المركبات الأخرى. بإدخال التضاؤل المناسب فإنه من الممكن جعل استجابة السماعة الأرضية تقريبا مساو لكل الترددات الأعلى من التردد الرنان. عندما تكون الحالة هكذا فإن خرج السماعة الأرضية يغطي تمثيلاً له دقة أداء عالية لحركة الأرض. والتضاؤل الذي يخمد الذبذبة الميكانيكية في السماعة الأرضية ينشأ من ظاهرة التيار الدوامية. درجة التضاؤل تكون محكومة بواسطة مقاوم متصل عبر النهايات وتأثير بكرة موصلية والتي تعمل كدورة مختصرة. بالرغم من أن معظم السماعات الأرضية المستخدمة في الاستكشاف مصممة بحيث يكون لها استجابة مستوية نسبياً، إلا أن هناك حالات يكون مرغوباً فيها أن يكون لمنحنى الاستجابة قيمة عظمى عند تردد محدد سلفاً. إذا كان كشف إشارة (مثل أول كسر في تسجيل الانكسار) أكثر أهمية من التسجيل الدقيق لشكل موجتها، وإذا كانت الإشارة مغمورة في مستوى عالٍ من الضوضاء الخلفية، فإن الموازنة الحادة للكاشف على تردد الإشارة المتوقعة قد يكون السبيل الوحيد لملاحظتها على الإطلاق.

توضع هذه اللواقط (الجيوفونات) في أماكن بعيدة عن أي ضوضاء ما أمكن ذلك، لتفادي الناتج من هذه الذبذبات التي تحجب حركة الأرض وتجعلها غير واضحة. في العمل الحقل السيزمي، يتم استخدام كابل متعدد المحاور Multi core cable، وفي الغالب يحتوي هذا الكابل على موصلات يتم من خلالها الاتصال باثني عشر لاقطاً (جيوفون).

5.5.6 الضوضاء السيزمية (الزلزالية) Seismic Noise

تعد الضوضاء من المشاكل الرئيسية التي تواجه العمل في الطريقة الزلزالية، حيث أن هذه المشكلة مكلفة مالياً، وتحتاج إلى جهد كبير لتطوير الأجهزة المستخدمة في المسح.

وزيادة هذه النسبة (S/N Ratio) الزلزالي، الغرض منها تحسين نسبة الإشارة إلى الضوضاء، تمكنا من التوصل إلى نتائج أفضل وأدق في تفسير البيانات الزلزالية. للضوضاء مصدران: الضوضاء الناتجة عن الأجهزة أو الضوضاء العشوائية، وهناك مصدر ثالث هو الضوضاء الزلزالية «الحقيقية» الناتجة من الاهتزازات الأرضية. عادة، تكون ضوضاء الجهاز أقل بكثير من الضوضاء الزلزالية، على الرغم من أن معظم أجهزة الاستشعار لها بعض نطاق التردد، حيث تسود ضوضاء الأداة (مثل مقياس التسارع عند الترددات المنخفضة).

الضوضاء الزلزالية «الحقيقية» (الضوضاء المحكمة) Coherent Noise

تعرف بأنها الضوضاء التي يمكن أحيانا حساب سرعتها.

مصدر الضوضاء المحكمة Coherent Noise

- موجات رالي Ground Roll
- الوصول المباشر والمنكسر
- الحيود Diffraction
- ضوضاء الجهاز Rig Noise
- الانعكاس المتعدد Multiple reflection كما هو موضح في (الشكل 26.6)
- الموجات الزلزالية السطحية ذات تردد أقل من 20 هيرتز، وسرعة منخفضة واسعة عالية، ويعتبر هذا النوع هو المهيمن على الضوضاء الحقيقية من نوع لفة الأرض ground roll (موجات رالي). من خلال معرفة نمط هذا النوع من الضوضاء، يمكن ابتكار إجراءات حقلية للتقليل من آثاره، وتشمل حجم المصدر وعمق المصدر والترشيح الكهربائي والمصفوفات والفك والكتم Convolution & Muting.



الضوضاء العشوائية Random or incoherent noise

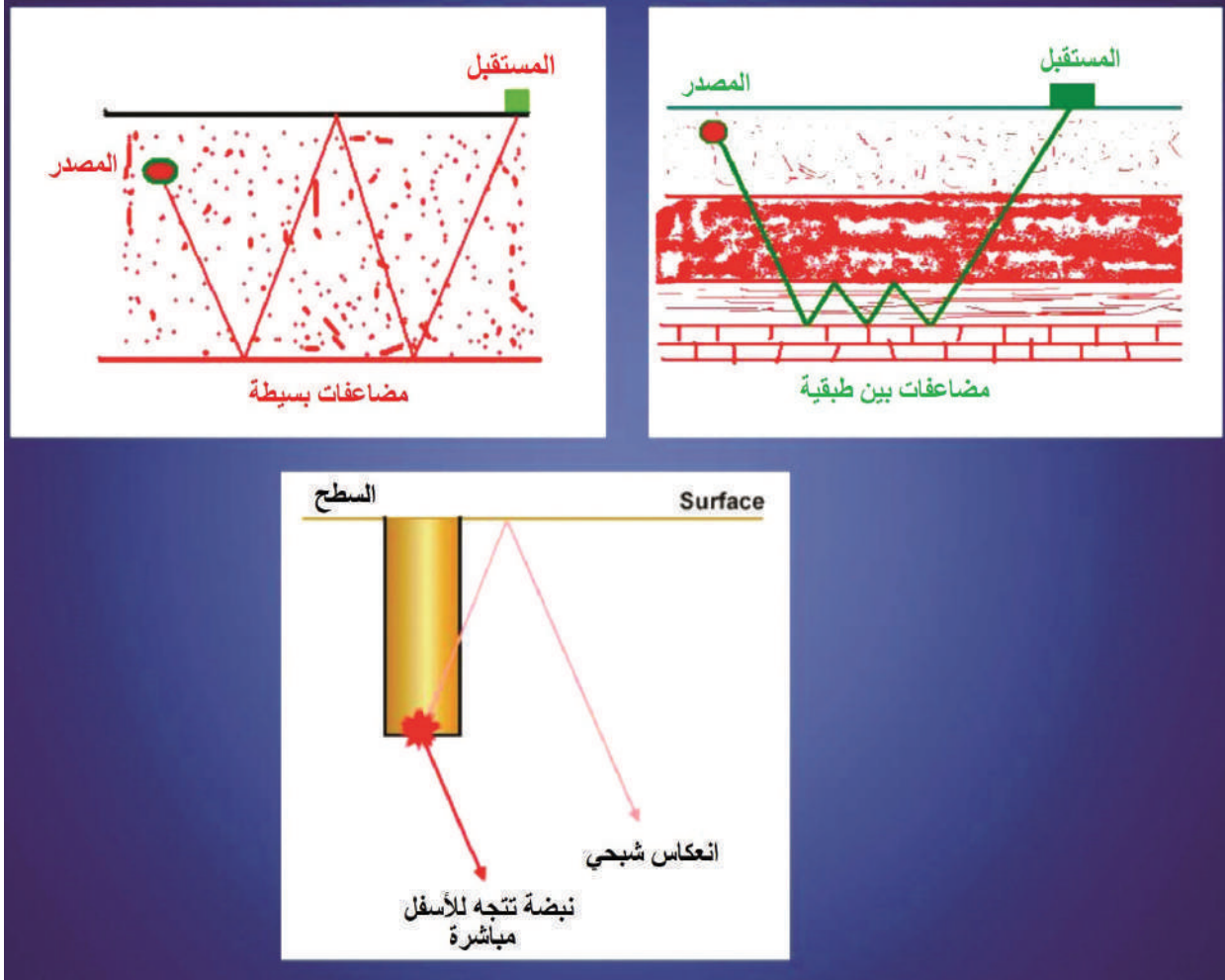
الضوضاء العشوائية **Ambient noise**: هي عشوائية في سعتها، وغير متوقعة الحدوث، لها نمط معين ومن الصعب تصحيحها، ويمكن التغلب على هذا النوع من الضوضاء من خلال تسجيل أكثر من أثر في نفس المكان.

مصدر الضوضاء العشوائية Incoherent Noise

الضوضاء العشوائية هي الضوضاء الناتجة عن الأنشطة الحياتية في البيئة التي يتم فيها تنفيذ أعمال الاستحواذ الزلزالي. يمكن إنشاء ضوضاء عشوائية بواسطة شاحنة الاستحواذ والمركبات والأشخاص العاملين في منطقة المسح والرياح وخطوط الطاقة الكهربائية وحركة الحيوانات. تظهر هذه الضوضاء في السجل الزلزالي على شكل مسامير.

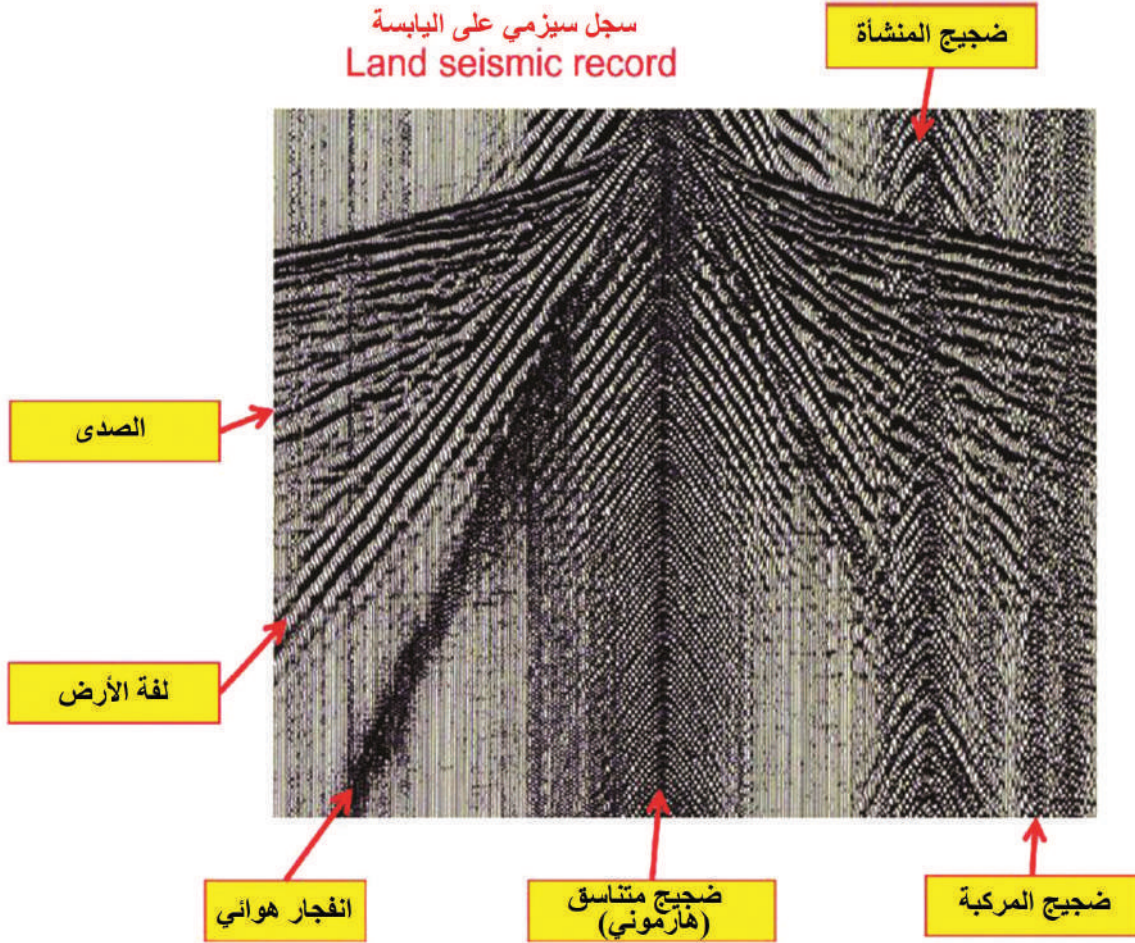
في عمليات الاستحواذ البحرية، يمكن إنشاء ضوضاء عشوائية بواسطة؛ دعائم السفن، والحفر، والقوارب الزلزالية الأخرى، وموجات الرياح / المد والجزر.

يمكن تقليل الضوضاء العشوائية أو إزالتها من البيانات عن طريق تكديس الآثار أو التصفية أثناء المعالجة أو استخدام صفائف الجيوفونات أثناء الاستحواذ. تكمن أهمية التقليل من الضوضاء السيزمية لقياس النشاط الزلزالي بدقة وتقليل تأثير الضوضاء الزلزالية حيث توضع الكاشفات على عمق 100 متر تحت سطح الأرض. ولأن اهتزازات الضوضاء الزلزالية التي يسببها النشاط البشري تكون عالية التردد (بين 1-100 هرتز)، وتنتقل عبر طبقات سطح الأرض (الشكل 27.6).



الشكل 26.6 يوضح نموذج للانعكاس المتعدد أحد مصادر الضوضاء المتجانسة (Telford et al., 1991)





الشكل 27.6: يوضح الضوضاء الشديدة في الجزء المركزي من التجمع. يتم فرز بيانات المرسل لتجميع CMP في مجال نقطة المنتصف المشتركة، حيث يتم تنفيذ معظم تكييف البيانات والمعالجة الزلزالية. يتم عرض عدة أنواع من الضوضاء الزلزالية في هذا السجل الأرضي. توجد الضوضاء البيئية (الرياح وحركة المرور) بشكل مستقل عن التجربة الزلزالية. الضوضاء الداخلية هي تشوهات ناتجة عن القياسات الإلكترونية. تشير الضوضاء الناتجة عن المولد إلى ارتدادات متعددة ولغة الأرض (Telford et al., 1991) (Dragoset 2005)

6.6 طريقة الانكسار السيزمي Seismic Refraction Method

حتى عام 1921، كانت تقنية الانكسار السيزمي تُستخدم فقط للمساعدة في تحديد مكان النفط تحت الأرض. لكنها أصبحت طريقة تنقيب في عشرينات وثلاثينات القرن الماضي نتيجة للتطوير الموازي للأدوات المحسّنة وأساليب التفسير. عملت التقنية الميدانية بشكل مطرد على تحسين نسبة الإشارة إلى الضوضاء. وجدت طريقة الانكسار السيزمي تطبيقات جديدة: في جيوفيزياء القشرة الأرضية، وفي مسح البناء في الأحواض الرسوبية، وفي الهندسة الإنشائية، وفي جيوفيزياء التعدين.

تعتمد طريقة الانكسار الزلزالي على قياس زمن انتقال الموجات الزلزالية (الصوتية) المنكسرة عند السطوح البينية بين الطبقات الجوفية ذات السرعات المختلفة. يتم إدخال موجة زلزالية في باطن الأرض عن طريق؛ نقطة إطلاق باستخدام المتفجرات، أو ضربة مطرقة، أو إسقاط الوزن أو مولد موجة مرنة. تنتقل الطاقة من نقطة الإطلاق إما مباشرة عبر الطبقة العليا، أو إلى الأسفل، ثم بشكل جانبي على طول طبقات السرعة الأعلى (الموجات المنكسرة) قبل العودة إلى السطح. يتم الكشف عن هذه الطاقة على السطح في سلسلة من أجهزة الاستقبال (الواقط أو الجيوفونات)، متباعدة على فترات منتظمة. بعد مسافة معينة من المصدر، والمعروفة باسم مسافة التقاطع، يتم ملاحظة الإشارة المنكسرة كإشارة وصول أولى إلى الجيوفونات (تصل قبل الموجة المباشرة). يسجل الجهاز وقت انتقال الطاقة بين المصدر والمستقبلات.

من المعروف أن سرعة الموجات الصوتية تعتمد على كثافة الصخور التي تمر بها. ويمكن حساب أعماق الطبقات وسمكها واستنتاج أنواعها بقياس أزمنة الانعكاس ومقارنتها، والتعرف على الظواهر التركيبية في الطبقات السفلى وبيئة الترسيب، ومن ثم إنتاج خرائط تركيبية لأي مستوى جيولوجي يعطي انعكاسات للموجات الصوتية، وتحديد أماكن الطيات المحدبة والفوالق والقباب الملحية والشعاب وخواصها.

يجري المسح السيزمي أيضاً في البحار باستبدال المتفجرات بشرارة كهربائية ذات فولت عالٍ، قد يصل إلى عشرة آلاف فولت، تفرغ تحت الماء لإحداث نبضة صوتية Acoustic Pulse على فترات



قصيرة متتابة، لإجراء المسح السيزمي على أعماق تتراوح بين 100 - 400 متر. ويمكن إجراء هذا المسح على أعماق كبيرة قد تصل إلى (2 - 2.5) كم، باستخدام قاذف صغير لخليط متفجر من غازي البروبان والأكسجين، يشعل بشرارة كهربائية.

تتيح طريقة الانكسار السيزمي تسجيل الإشارات السيزمية على مسافات كبيرة من نقطة التفجير، والحصول على معلومات عن السرعات والأعماق الخاصة بالطبقات تحت سطحية التي تنتقل خلالها، وقد استخدمت في الماضي في تحديد جوانب قباب الملح، قبيل استخدام الطريقة الانعكاسية. ومع أن طريقة الانكسار لا تعطي معلومات دقيقة عن التراكيب الصخرية، وهي أقل استخداماً في استكشاف البترول حالياً، إلا أنها مصدر جيد للمعلومات عن سرعة انتشار الموجات في طبقات الانكسار السيزمي، وبالتالي التحديد التقريبي لمواقع وأعماق طبقات صخرية أو تكوينات جيولوجية معينة.

هناك طرق سيزمية انكسارية أكثر تعقيداً، والتي ما زالت بسيطة، لفهمها في تحديد أعماق الحدود تحت السطحية وغير المستوية. ومن هذه الطرق؛ طريقة زمن التأخير Delay time، والطريقة التبادلية المعممة GRM، وطريقة زائد-ناقص Plus-Minus.

من مميزات الطريقة الانكسارية أنها تحتاج لأقل عدد ممكن من المصادر والمستقبلات، ولذلك هي رخيصة نسبياً في جمع البيانات، في حين أن الطريقة الانعكاسية تحتاج لعدد أكبر من المصادر والمستقبلات، لذلك فهي طريقة مكلفة جداً في جمع البيانات. تحليل البيانات الانكسارية أسهل من تحليل البيانات الانعكاسية، حيث يُعتمد في تحليل البيانات الانكسارية على زمن وصول أول موجة، في حين أن تحليل البيانات الانعكاسية يعتمد على الجزء المتبقي من الطاقة، كما أنها تحتاج إلى أجهزة حاسوبية متطورة وخبرة علمية، لذلك فهي مكلفة ومعقدة.

أما عن مساوئ الطريقة الانكسارية؛ يجب أن تكون المسافة بين المرسل والمستقبلات كبيرة، وأبعد ما يمكن أضعاف العمق المطلوب. في حين أنه لا يُحتاج لهذه المسافة عند جمع البيانات بواسطة الطريقة الانعكاسية. لا تعمل الطريقة الانكسارية إلا إذا كانت السرعة تزداد مع العمق، في حين أن الطريقة الانعكاسية تعمل في جميع الأحوال. كما أن الطريقة الانكسارية تترجم لنا ماهية الطبقات الموجودة في الأسفل، هذه الطبقات قد تكون عميقة جداً وغير مستوية.. في حين أن البيانات الانعكاسية يمكن أن تكون تُترجم بسهولة أكثر من ناحية علم الطبقات.

1.6.6 الانكسار السيزمي في حالة وجود سطح فاصل أفقي

يمكن تحديد السرعة السيزمية في حالة الطبقات المتجانسة في الحقل من خلال سيزموجراف ومصدر للطاقة. يتم وضع اللواقط (الجيوفونات) على خط واحد وبفارق منتظم وثابت بين اللواقط المتصلة بالسيزموجراف. يُستخدم مصدر للطاقة مثل المطرقة، وتُسجل الإشارات الناتجة من الجيوفونات على السيزموجراف. تحتوي المطرقة على مفتاح يعمل بالقصور الذاتي Inertial switch، والذي من خلاله تصل الإشارة السيزمية المعبرة عن الزمن صفر Zero-time signal إلى السيزموجراف، فتبدأ استجابة الجيوفون بالتسجيل. يتم قياس الزمن اللازم لمقدمة الموجة التي تصل لكل لاقط (جيوفون) من خلال تتبع أثر الموجة على السيزموجراف Seismograph trace، ويتم رسمها مقابل المسافة. الزمن الذي يصل لكل جيوفون يعطى بالمعادلة التالية:

$$t = \frac{x}{V_1}$$

حيث t هي الزمن اللازم لسير الموجة للوصول إلى اللاقط،

x المسافة من نقطة ضرب المطرقة لنقطة اللاقط،

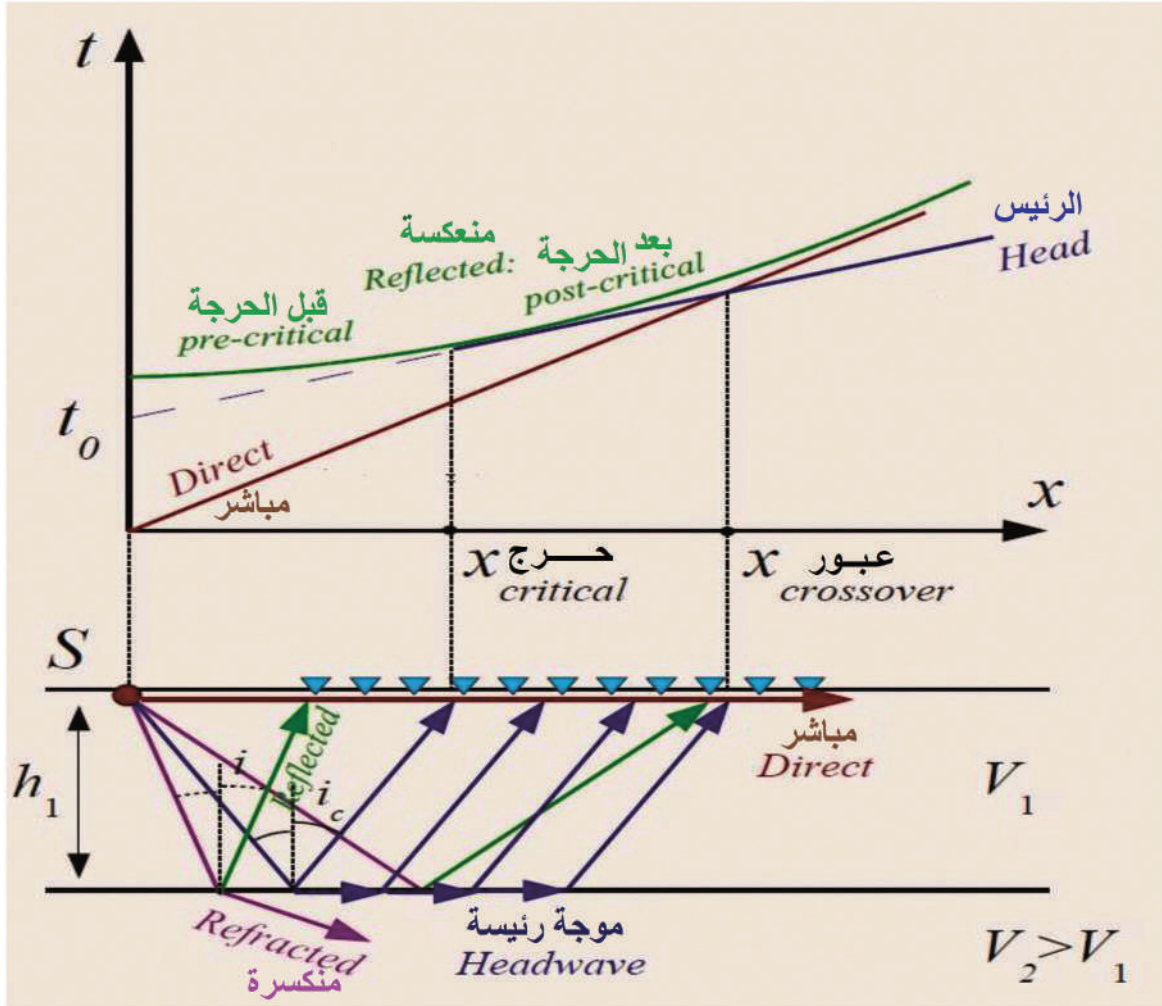
V_1 سرعة الطاقة السيزمية خلال الأرض.

يعطي الاشتقاق الأول للمعادلة أعلاه بالنسبة للمسافة مقلوب السرعة. رسم العلاقة بين أزمنة الانتقال على محور (y) مقابل المسافة على محور (x) ينتج خطاً مستقيماً، كما يعطي ميله مقلوب السرعة كالتالي:

$$\frac{dt}{dx} = \frac{1}{V_1}$$



يبين (الشكل 28.6) رسماً بيانياً لترتيب الجيوفونات، ونقاط التفجير، والبيانات الناتجة من زمن وصول الموجات في حالة وجود حد فاصل وحيد تحت السطح، وأيضا تخطيط بياني يوضح سرعة الطبقات تحت السطحية المستنتجة. هذا، ويمكن حساب زمن السير الكلي للموجات السيزمية والناتجة من المسار المبين بـ (الشكل 29.6).



الشكل 28.6 : يبين زمن الانتقال العكسي والمنكسر لطبقة تحت سطحية وحيدة

نقوم أولاً بحساب زمن السير الكلي على طول المسار EMNG كما هو موضح في (الشكل 6-29)

$$t_{EG} = \frac{EM}{V_1} + \frac{MN}{V_2} + \frac{NG}{V_1}$$

نستنتج من الشكل (28.6) أن

$$\cos \theta_{ic} = \frac{h_1}{EM}$$

وحيث أن $EM=NG$ حينئذ:

$$EM = NG = \frac{h_1}{\cos \theta_{ic}}$$

مع ملاحظة أن

$$EA = BG = h_1 \tan \theta_{ic} , MN = x - 2h_1 \tan \theta_{ic}$$

نجد أنه يمكن إعادة ترتيب المعادلة السابقة مع الأخذ في الاعتبار الهدف من التعويض وهو

إعادة كتابة المعادلة بدلالة سرعة الطبقات والعمق، وهذا يسمح باستنتاج الحل التالي:

$$t_{EG} = \frac{h_1}{V_1 \cos \theta_{ic}} + \frac{x - 2h_1 \tan \theta_{ic}}{V_2} + \frac{h_1}{V_1 \cos \theta_{ic}}$$

باستخدام علاقة الزاوية الحرجة والتي تنص على التالي:

$$\sin \theta_{ic} = \frac{V_1}{V_2}$$



وحيث أنه معلوم رياضياً أن:

$$\tan \theta_{ic} = \frac{\sin \theta_{ic}}{\cos \theta_{ic}}$$

وبالتعويض في المعادلة السابقة نجد الآتي:

$$t_{EG} = \frac{2h_1}{V_1 \cos \theta_{ic}} - \frac{2h_1 \sin^2 \theta_{ic}}{V_1 \cos 2 \theta_{ic}} + \frac{x}{V_2}$$

بإعادة ترتيب المعادلة السابقة لتصبح كالتالي:

$$t_{EG} = \frac{2h_1(1 - \sin^2 \theta_{ic})}{V_1 \cos \theta_{ic}} + \frac{x}{V_2}$$

باستخدام العلاقة $\sin^2 \theta + \cos^2 \theta = 1$ والعلاقات المدونة من قبل، يمكن تبسيط المعادلة السابقة

في الخطوات التالية:

$$t_{EG} = \frac{2h_1 \cos \theta_{ic}}{V_1} + \frac{x}{V_2}$$

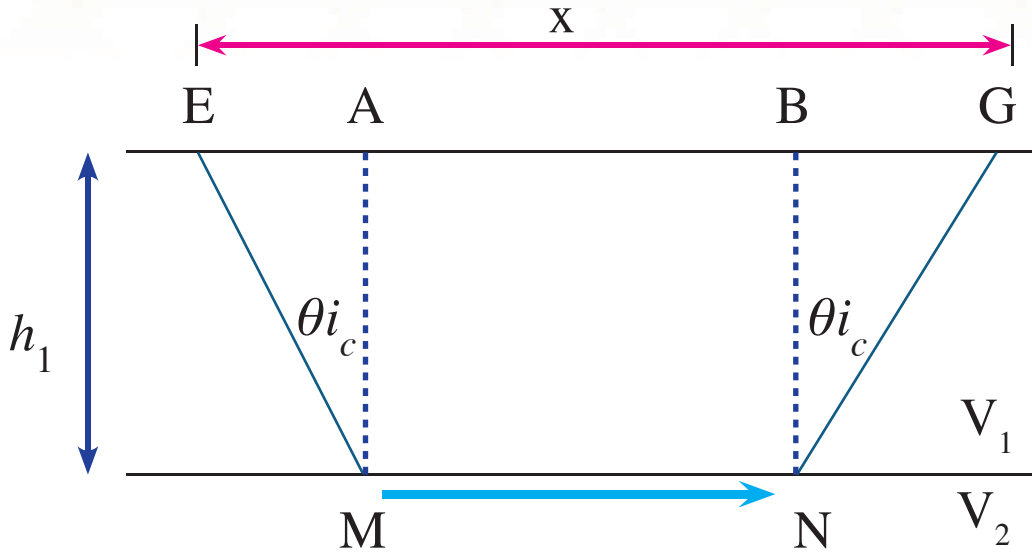
$$t_{EG} = \frac{2h_1(1 - \sqrt{\frac{V_1^2}{V_2^2}})}{V_1} + \frac{x}{V_2}$$

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

بعد هذا التحليل، إذا تم أخذ المشتقة الأولى للزمن بالنسبة للمسافة، تصبح المعادلة في الشكل

التالي:

$$\frac{dt}{dx} = \frac{1}{V_2}$$



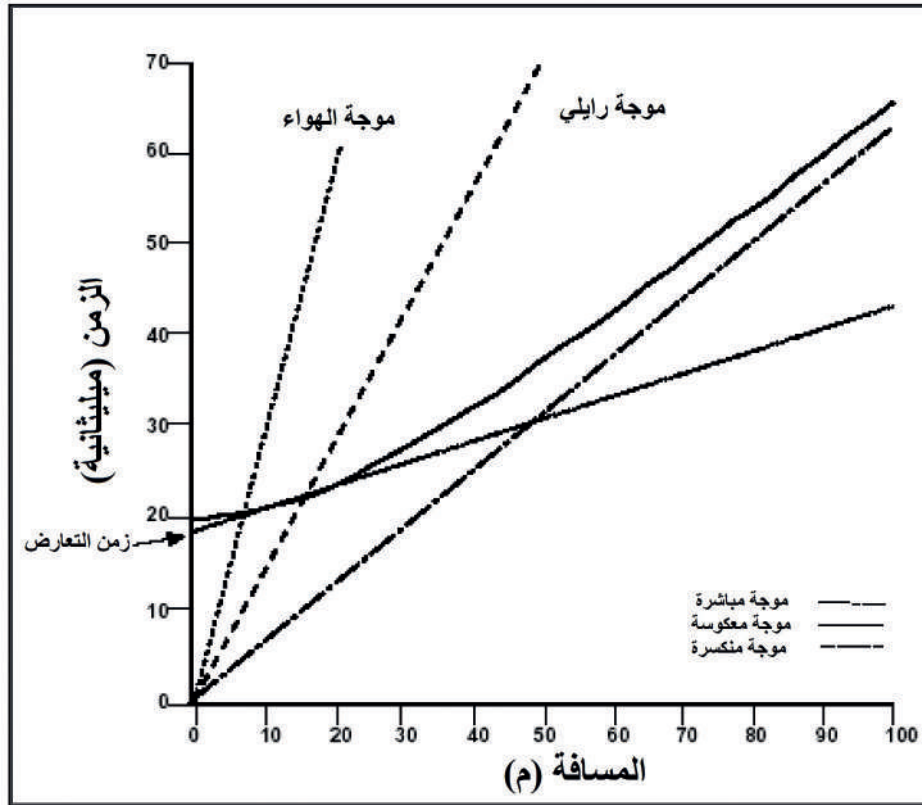
الشكل 29.6: زمن السير الكلي للموجة على طول المسار EMNG

بناءً على المعادلة السابقة، عند رسم زمن وصول الموجات مقابل المسافة من المصدر للموجة السيزمية المنكسرة على السطح الفاصل، فإنها تعطي خطاً مستقيماً، ميله يساوي مقلوب سرعة سطح الانكسار Refractor velocity.

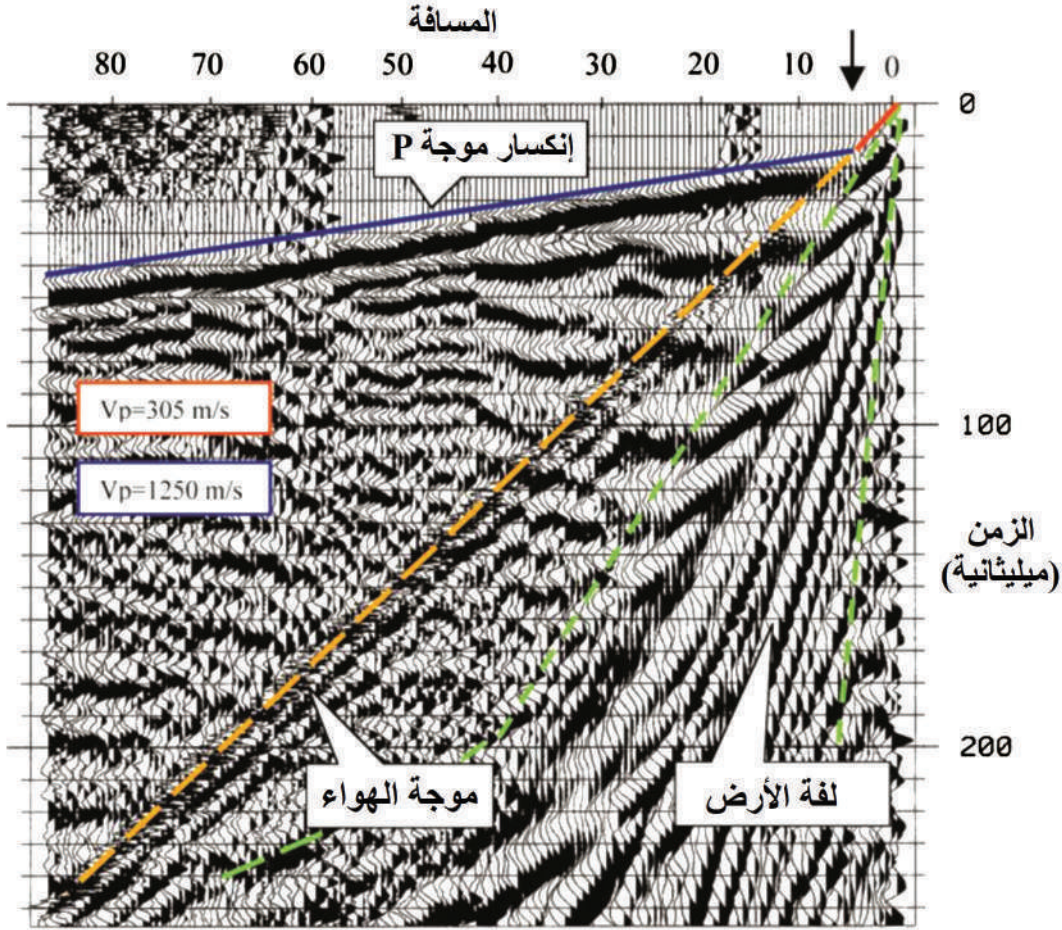
يوضح (الشكل 30.6) مثلاً لبيانات مأخوذة من سطح أفقي، تحت سطحي، يمثل حداً فاصلاً وحيداً، وتم تمثيلها في صورة منحنى زمن الانتقال Travel time curve، على هيئة سيزموجرام. في الوضع المثالي يكون أيضاً مبين بـ (الشكل 31.6) (Burger,1992). يمكن اشتقاق العمق للسطح الفاصل بين الطبقة الأولى والطبقة الثانية من المعادلة التالية، حيث في حالة امتداد الخط الذي يحدد سرعة الطبقة الثانية للخلف عند مسافة صفر، قيمة زمن الاعتراض Intercept time (t_i) يمكن إيجاده من (الشكل 30.6). بتطبيق زمن الاعتراض، أي بوضع $x=0$ واستخدام زمن الاعتراض كقيمة t_{EG} ، يسمح ذلك بحل المعادلة بدلالة (h_1)، كما هو موضح في المعادلة التالية :

$$h_1 = \frac{t_i}{2} \frac{V_2 V_1}{\sqrt{(V_2^2 - V_1^2)}}$$





الشكل 30.6: أزمنة الوصول فوق نموذج مكون من طبقة واحدة



الشكل 31.6 : شكل سيزموجرام لالتقاط الموجة المنكسرة من عدة قنوات
(Dragoset 2005)

تسمى المسافة من نقطة التفجير والنقطة التي تصل عندها الموجة المنكسرة عند اللاقط أولاً قبل الموجات الأخرى مسافة العبور Cross-over distance. تكون قيمة مسافة العبور دالة في فرق السرعة بين الطبقتين وعمق السطح الكاسر، وتعتبر مهمة جداً، حيث أنها تحدد المسافة من نقطة التفجير التي يجب أن تبدأ عندها القياسات لتحديد سمك الطبقة الأولى بدقة وسرعة الطبقة الثانية.



$$m = \text{Slope} = \frac{1}{V_2}$$

$$\text{(زمن القطع للانكسار)} = \text{Time Intercept} = 2h_1 \frac{(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}{V_2 V_1}$$

يمكن استنتاج قيمة زمن العبور، ومنها يمكن حساب السمك للطبقة العلوية كما في المعادلة

التالية:

تحديد السمك

عند $X=0$

$$T = \text{Time Intercept (زمن الاعتراض)} =$$

$$T = 2h_1 \frac{(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}{V_2 V_1}$$

وبالتالي

$$h_1 = \frac{t_i}{2} \frac{V_2 V_1}{\sqrt{(V_2^2 - V_1^2)}}$$

X_{co} مسافة العبور Cross-Over Distance

حيث يتقاطع الاحداثي الأفقي عندما $\frac{1}{V_2}$ & $\frac{1}{V_1}$

$$T_{Direct} = \frac{X_{co}}{V_1}$$

$$T_{refracted} = \frac{2h_1(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}{V_2 V_1} + \frac{X_{co}}{V_2}$$

$$\frac{X_{co}}{V_1} = \frac{2h_1(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}{V_2V_1} + \frac{X_{co}}{V_2}$$

إعادة ترتيب المعادلة

$$\frac{h_1(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}{V_2V_1} = \frac{X_{co}}{2} \left(\frac{V_2 - V_1}{V_2V_1} \right)$$

$$h_1 = \frac{X_{co}}{2} \left(\frac{V_2 - V_1}{V_2V_1} \right) \left(\frac{V_2V_1}{(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}} \right)$$

إلغاء حدود $V_1 V_2$

$$(V_2^2 - V_1^2) = (V_2 - V_1) (V_2 + V_1)$$

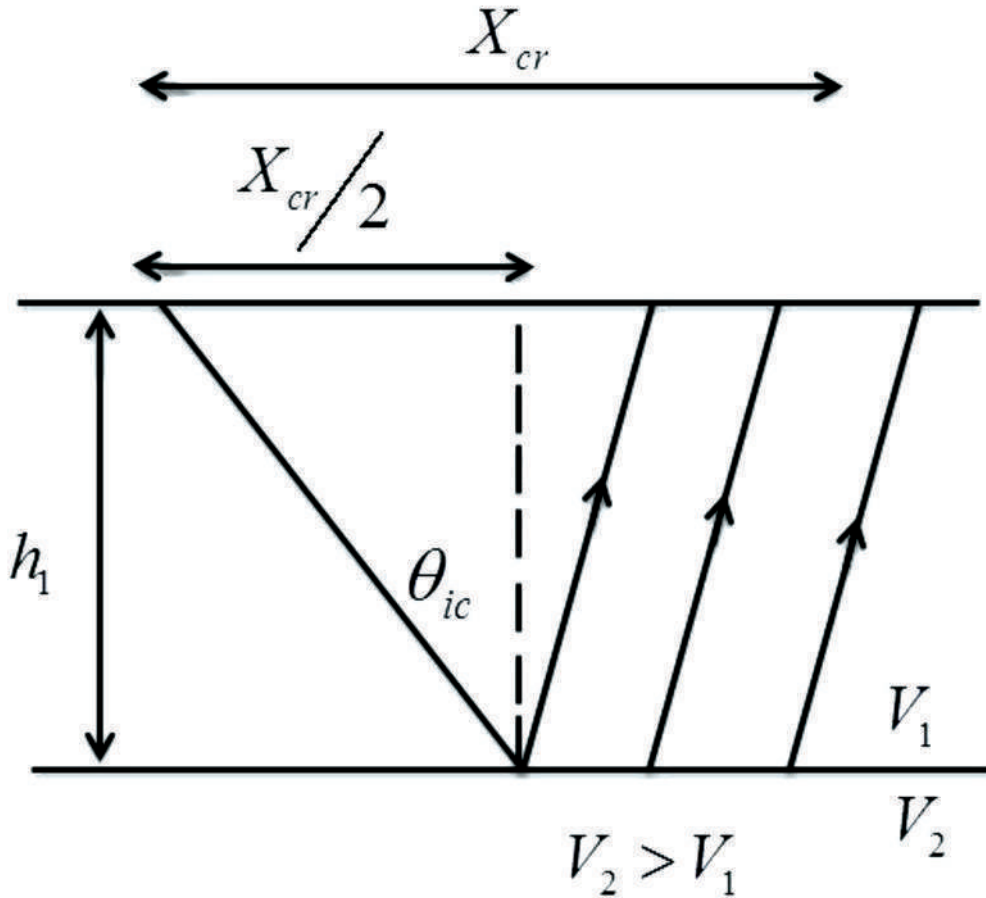
$$h_1 = \frac{X_{co}}{2} \left(\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1} \right)^{\frac{1}{2}}$$

ملاحظة : مسافة العبور (X_{co}) دائماً أكبر من ضعف سمك الطبقة الأولى ($2h_1$)



المسافة الحرجة Critical Distance

المسافة الحرجة (X_{cr}) هي أقل مسافة تحتاجها الموجة المنكسرة لتصل إلى السطح. تصل هذه الموجات المنكسرة على السطح في البداية في مرحلة متأخرة عن وصول الموجات المباشرة، ثم تبدأ الموجات المنكسرة بالوصول في الوقت نفسه مع الموجات المباشرة عند هذه المسافة الحرجة. بعد ذلك تبدأ الموجات المنكسرة في الوصول مبكرًا قبل الموجات المباشرة عند مسافة أكبر من المسافة الحرجة. (أقصر مسافة يحدث عندها الانكسار (X_{cr1}) كما هو موضح في (الشكل 32.6)



الشكل 32.6 : يوضح طريقة حساب المسافة الحرجة.

$$\tan \theta_{ic} = \frac{X_{cr}}{2h_1}$$

عندما

$$\sin \theta_{ic} = \frac{V_1}{V_2}$$

ثم

$$\tan \left[\sin^{-1} \left(\frac{V_1}{V_2} \right) \right] = \frac{X_{cr}/2}{h_1}$$

$$X_{cr} = 2h_1 \tan \left[\sin^{-1} \left(\frac{V_1}{V_2} \right) \right]$$

$$X_{cr} = 2h_1 \tan \theta_{ic}$$

أو

$$X_{cr} = \frac{2h_1}{\left(\left(\frac{V_2}{V_1} \right)^2 - 1 \right)^{\frac{1}{2}}}$$



2.6.6 الانكسار السيزمي في حالة وجود سطحين فاصلين أفقيين

يوضح (الشكل 33.6) حالة وجود سطحين فاصلين، (Burger,1992). يُعطى زمن سير الموجات

لهذا النموذج بالمعادلة التالية:

$$t_{EG} = \frac{EP}{V_1} + \frac{PR}{V_2} + \frac{RS}{V_3} + \frac{SQ}{V_2} + \frac{QG}{V_1}$$

بتطبيق معالجة مماثلة للمعالجة المستخدمة في المعادلات السابقة، نجد أن

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

ينتج الاشتقاق الأول للمعادلة السابقة علاقة بدلالة السرعة كالتالي:

$$\frac{dt}{dx} = \frac{1}{V_3}$$

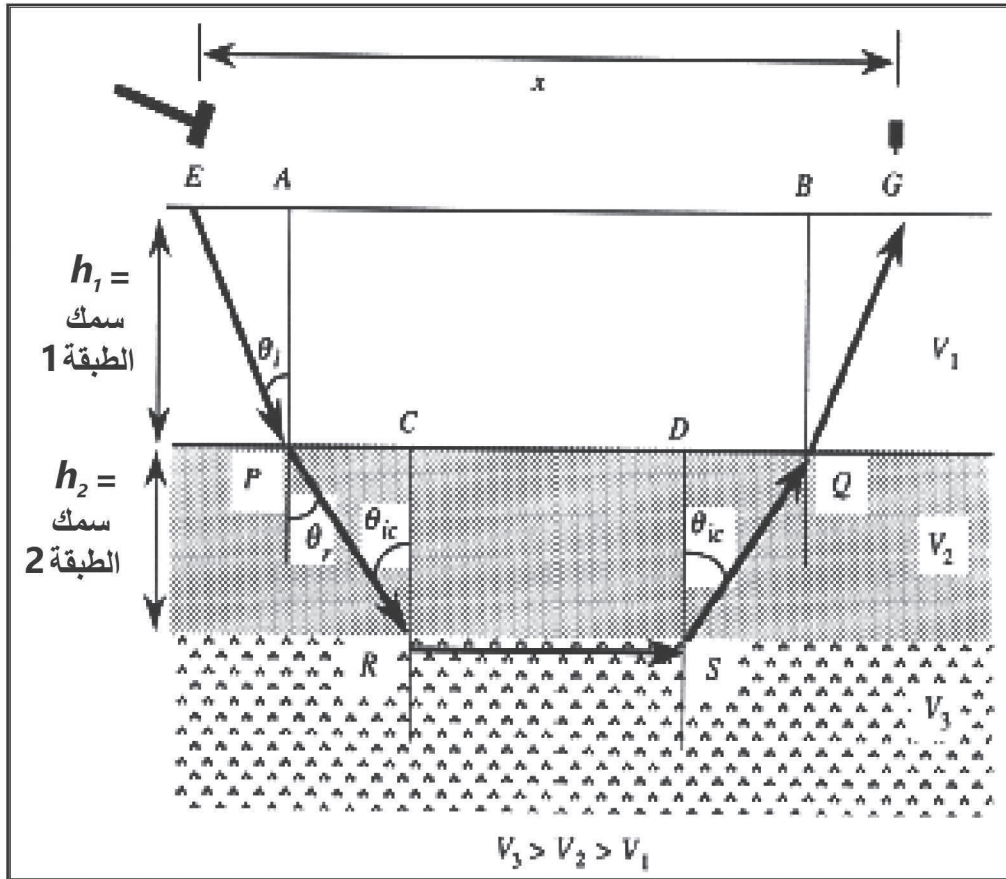
وبناءً على ذلك، عند رسم بيانات زمن السير لحدين فاصلين، تتولد ثلاثة أجزاء خطية Three segments. يعطي مقلوب الميل لكل جزء سرعة كل طبقة. وبالرجوع للخلف لمسافة الصفر لكل من الخطين الثاني والثالث نحصل على أزمنة الاعتراض، وبالتالي يمكن الحصول على سمك الطبقة الثانية من المعادلة التالية:

$$h_2 = \left[t_{i2} - \frac{2h_1 - V_1^2}{V_3V_1} \right] \frac{V_3V_2}{2\sqrt{V_3^2 - V_2^2}}$$

تُعطى المسافة الحرجة لهذا النموذج المكون من حدين فاصلين بالمعادلة

$$x_{cr} = 2 \left[h_1 \frac{V_1}{\sqrt{V_3^2 - V_1^2}} + h_2 \frac{V_2}{\sqrt{V_3^2 - V_2^2}} \right]$$

المسافة الحرجة هذه، لها أهميتها في التعرف على لحظة وصول الموجة المنكسرة.

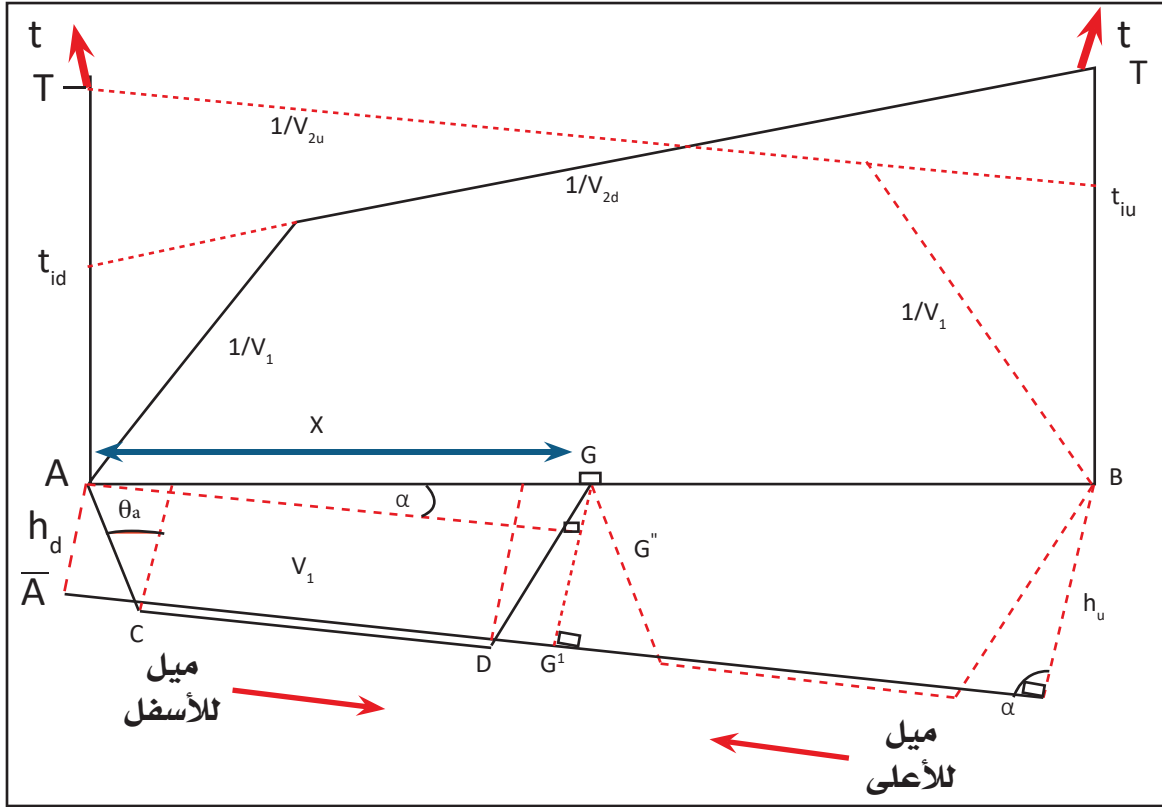


الشكل 33.6 : مسار الموجة السيزمية خلال طبقتين أفقيتين



3.6.6 الانكسار السيزمي في حالة الطبقات المائلة

تتضمن معظم المشاكل الجيولوجية حدوداً تحت سطحية لا تكون أفقية، ولذلك فإن طرق الفحص السيزمي الحقلي المائلة في المقطع السابق (حدود فصل أفقية) تحتاج إلى التعديل حتى يتم الأخذ في الاعتبار هذا الاختلاف. نعتبر حالة مسح سيزمي انكساري تم تنفيذه على حد فاصل مائل، كما هو موضح في (شكل 6-34) (Burger, 1992)، يؤدي تأثير ميل الحد الفاصل إلى توليد سرعة ظاهرية قد تكون أقل أو أعلى من السرعة الحقيقية (V_2) للطبقة الثانية. يكون ذلك معتمداً على ما إذا كان حد الفصل يميل بعيداً عن أو باتجاه بداية خط المسح السيزمي، وبالتالي هذا يؤدي إلى غموض في عملية التفسير لا يمكن تجنبه. مثل هذا الغموض يتم إزالته بتجميع بيانات زمن الانتقال في الاتجاه الأمامي والعكسي (Burger, 1992). يمكن فحص جودة البيانات من خلال ما يسمى بالزمن المتبادل Reciprocal time، والتي يقال عنها أحياناً ظاهرة التبادلية Reciprocity في كلا الاتجاهين الأمامي والعكسي، فإذا تساوى الزمنان فإن هذا يعني أن البيانات المجمعة صحيحة والعكس صحيح في حالة عدم التساوي للزمن المتبادل، أي أن الزمن المتبادل يستخدم كمعامل مراقب مدى جودة تجميع البيانات السيزمية الانكسارية. يمكن قياس سرعة الطبقة الأولى في أي من الاتجاهين من المسح من خلال ميل الجزء الأول في أي من الاتجاهين من الشكل البياني، ويجب أن يكونا متساويين على افتراض أن المادة الصخرية متماثلة. على الجانب الآخر، هناك قيمتان للسرعة للطبقة الثانية يمكن قياسهما من خلال ميول الجزأين الخطيين الممثلين للطبقة الثانية في الاتجاه الأمامي والاتجاه العكسي. يمثل كلاهما السرعة الظاهرية للطبقة الثانية. متوسط هاتين سرعتين تكون قريبة من السرعة الحقيقية في حالة إذا كانت زاوية الميل للحد الفاصل أقل من 10 درجات لأن زمن الاعتراض الأمامي والخلفي للطبقة الثانية مختلف أيضاً.



الشكل 34.6 : الشكل الهندسي الانكساري مشكلة حد فاصل مائل واحد

يمكن استنتاج معادلة زمن الانتقال للحد الفاصل المائل تبعا للمسار المبين في (الشكل 34.6).
 زمن السير للموجة المباشرة يعطى بالمعادلة التالية:

$$t = \frac{x}{V_1}$$

زمن الانتقال والسير للموجة الرئيسية في الجزء السفلي لاتجاه الميل يكون،

$$t = \frac{AC}{V_1} + \frac{CD}{V_2} + \frac{DG}{V_1}$$



يمكن التعبير عن الطول AC بالرجوع لـ (شكل 34.6) لنحصل على طول المسار AC كما هو معطى بالمعادلة كالتالي:

$$AC = \frac{AA'}{\cos\theta_c} = \frac{hd}{\cos\theta_c}$$

حيث

h_d هي السمك العمودي للطبقة أسفل النقطة A، θ_c هي الزاوية الحرجة.

يمكن أيضاً استنتاج الطول (DG)، والتعبير عنه كما هو موضح بالمعادلة كالتالي:

$$DG = \frac{G'G}{\cos\theta_c} = \frac{G'G + G''G}{\cos\theta_c} = \frac{AA' + AG \sin\alpha}{\cos\theta_c} + \frac{h_d + x \sin\alpha}{\cos\theta_c}$$

حيث (α) هي زاوية الميل للحد الفاصل

بالمثل، يمكن التعبير عن الطول (CD) كما بالمعادلة

$$CD = A'G' - A'C - DG' = AG'' - AA' \tan\theta_c - GG' \Rightarrow$$

$$\tan\theta_c = x \cos\theta_c - h_d \tan\theta_c - \frac{h_d + x \sin\alpha}{\cos\theta_c}$$

من خلال الجمع بين المعادلات يمكن الحصول على التالي:

$$t = \frac{1}{V_1} \left[\frac{h_d}{\cos\theta_c} + \frac{h_d}{\cos\theta_c} + \frac{x \sin\alpha}{\cos\theta_c} \right] + \frac{1}{V_2} \left[x \cos\alpha - 2h_d \tan\theta_c - x \sin\alpha \Rightarrow \tan\theta_c \right]$$

$$t = \frac{x}{V_1} \left[\frac{\sin \alpha}{\cos \alpha} + \cos \alpha \times \frac{V_1}{V_2} - \sin \alpha \tan \theta_c \times \frac{V_1}{V_2} \right] + \frac{1}{V_1} \left[\frac{2h_d}{\cos \theta_c} - 2h_d \tan \theta_c \frac{V_1}{V_2} \right]$$

$$t = \frac{x}{V_1} \left[\frac{\sin \alpha}{\cos \theta_c} (1 - \sin \theta_c \sin \theta_c) + \cos \alpha \sin \theta_c \right] + \frac{2h_d}{V_1} \left[\frac{1 - \sin \theta_c \sin \theta_c}{\cos \theta_c} \right]$$

$$t = \frac{x}{V_1} \left[\sin \theta_c \alpha \cos \theta_c + \cos \alpha \sin \theta_c \right] + \frac{2h_d}{V_1} \cos \theta_c$$

$$t = \frac{x}{V_1} \sin (\theta_c + \alpha) + \frac{2h_d}{V_1} \cos \theta_c$$

يمكن وضع المعادلة السابقة في الصورة التالية:

$$t = \frac{x}{V_{2d}} + t_{1d}$$

(V_{2d}) تساوي $\left(\frac{V_1}{\sin (\theta_c + \alpha)} \right)$ هي سرعة الجزء المائل لأسفل (Down-dip velocity) على الشكل

الذي يبين العلاقة بين المسافة مقابل الزمن (شكل 35.6)، (t_{1d}) والتي تساوي $\left(\frac{2h_d}{V_1} \cos \theta_c \right)$ هي زمن الاعتراض للجزء الممثل للسرعة (V_{2d}) على الشكل المبين للعلاقة بين المسافة مقابل الزمن،

حيث (θ_c) هي الزاوية الحرجة للموجة الرئيسية وتساوي $\left(\sin^{-1} \frac{V_1}{V_2} \right)$.



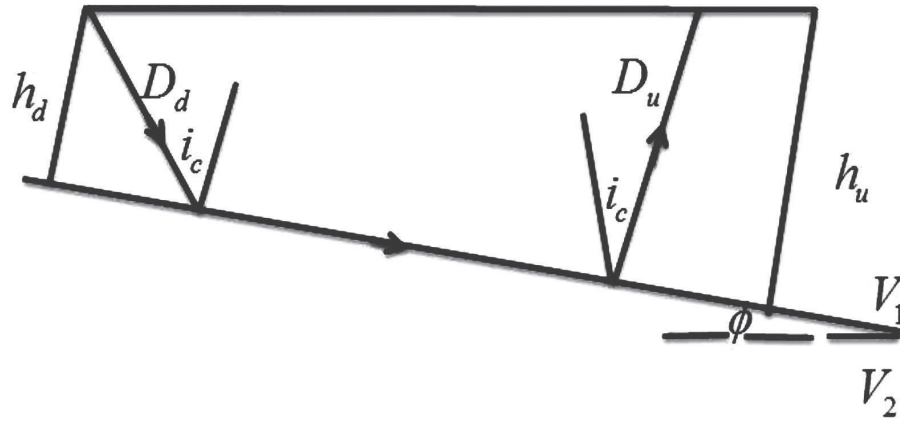
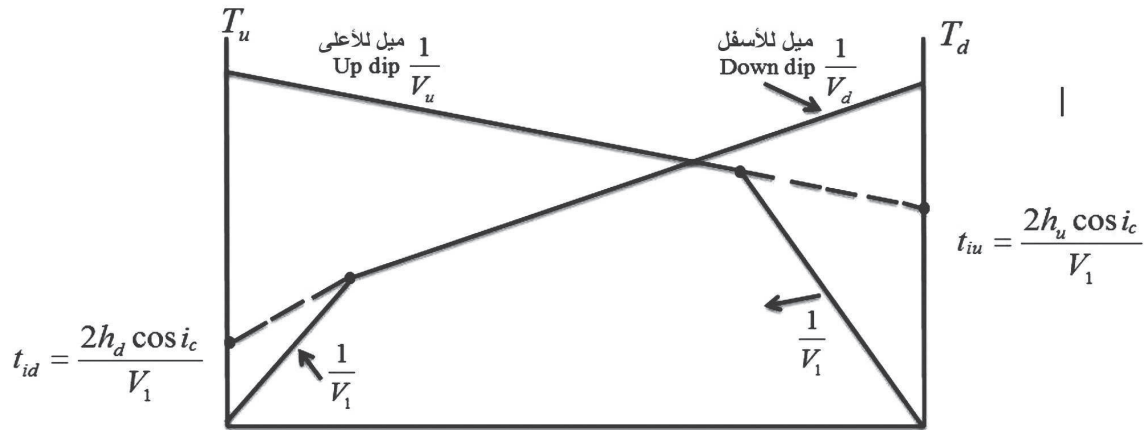
يمكن بالطريقة نفسها الحصول على معادلة الموجة الرئيسية للجزء المائل لأعلى (Up-dip) كونه موافق لمثيله في الجزء المائل لأسفل (Down-dip)، أي أن مسار الأشعة متماثل، وبالتالي لن يتكرر الاشتقاق مرة ثانية.

بهذا التماثل يمكن وضع المعادلة لهذا الجزء كالتالي:

$$t = \frac{x}{V_{2u}} + t_{1u}$$

حيث V_{2u} تساوي $\left(\frac{V_1}{\sin(\theta_c - \alpha)} \right)$ عبارة عن سرعة الجزء المائل العلوي على الشكل الذي يبين العلاقة بين المسافة مقابل الزمن في (الشكل 34.6)، (t_{1u}) التي تساوي $\left(\frac{2hu}{V_1} \cos \theta_c \right)$ عبارة عن زمن الاعتراض للجزء المائل للسرعة V_{2u} على الشكل المبين للمسافة مقابل الزمن، وهي الزاوية الحرجة للموجة الرئيسية وتساوي $\left(\sin^{-1} \frac{V_1}{V_2} \right)$.

وعلى ضوء ما سبق ذكره فإنه في حالة وجود حد فاصل مائل بين طبقتين مختلفتي السرعة بحيث تكون سرعة الوسط الثاني أكبر من سرعة الوسط الأول ($V_2 > V_1$)، فإنه لا بد من تحديد (13) علاقة رياضية، رموزها مرتبطة بـ (الشكل 35.6) على النحو التالي:



الشكل 35.6: تحديد المعادلات الرياضية في حالة وجود حد فاصل مائل بين وسطين مختلفي السرعة، بحيث $(V_2 > V_1)$ وزاوية ميل أقل من 10° .



(1) حساب كل من زاوية الميل Φ والزاوية الحرجة (i_c)

$$i_c = \frac{1}{2} \left(\sin^{-1} \frac{V_1}{V_d} + \sin^{-1} \frac{V_1}{V_u} \right)$$

$$\phi = \frac{1}{2} \left(\sin^{-1} \frac{V_1}{V_d} - \sin^{-1} \frac{V_1}{V_u} \right)$$

(2) اشتقاق السرعتين الظاهريتين في حالة النزول (V_d) ، وفي حالة الصعود (V_u)

$$V_u = \left(\frac{V_1}{\sin (i_c - \phi)} \right) \quad V_d = \left(\frac{V_1}{\sin (i_c + \phi)} \right)$$

(3) حساب السرعة المنكسرة في الوسط الثاني (V_2)

$$V_2 = \frac{V_1}{\sin i_c}$$

(4) حساب السمكين العموديين في حالتي النزول (h_d) والصعود (h_u)

$$h_d = \frac{V_1 T_{id}}{2 \cos i_c} \quad h_u = \frac{V_1 T_{iu}}{2 \cos i_c}$$

$$T_{id} = 2h_d \cos i_c / V_1 \quad T_{iu} = 2h_u \cos i_c / V_1$$

(5) حساب السمكين المائلين في حالتي النزول (D_d) والصعود (D_u)

$$D_d = \frac{hd}{\cos \phi} \quad D_u = \frac{hu}{\cos \phi}$$

(6) حساب أزمنة الوصول الكلية Travel times في حالة النزول (T_d) والصعود (T_u)

$$T_d = \frac{2hd \cos i_c}{V_1} + \frac{x}{V_1} \sin (i_c + \phi)$$

$$T_u = \frac{2hu \cos i_c}{V_1} + \frac{x}{V_1} \sin (i_c - \phi)$$

4.6.6 الانكسار السيزمي خلال الأسطح الكاسرة المتعرجة

هنالك مجموعة من الطرق وضعت لحساب سرعة وعمق السطح الكاسر غير المستوي والمتموج، وتعتمد جميعها على أن يتم المسح بالاتجاهين الأمامي والعكسي. ونذكر منها؛ طريقة زمن التأخير Delay Time، وطريقة زائد- ناقص Plus-Minus، وطريقة التبادل المعممة Generalized reciprocal method (GRM)، وطريقة اقتفاء أثر الشعاع Ray tracing. هذه الطرق تعطي فكرة عامة عن أسس طريقة الانكسار السيزمي. ومع دراسة طرق التفسير الانكسارية بتفصيل أكثر، ومع حلول الحواسيب ذات الكفاءة العالية، فقد تطورت البرامج وطرق التفسير. تعتمد طريقة GRM أساساً على طريقة زمن التأخير. وقد قام العالم بالمر بتطوير هذه الطريقة للتعامل بشكل جيد مع الأسطح المنكسرة الغير منتظمة والتي تحتوي على زاوية ميل أكبر من 20° . أصبحت هذه الطرق الآن شائعة الاستخدام لتفسير بيانات الانكسار السيزمي.

4.6.6 - 1 طريقة زمن التأخير Delay time method

لقد تم التعامل في الحالات السابقة مع الأسطح الفاصلة الأفقية والمائلة المنتظمة، وهذا هو الوضع في الحالات المثالية. عند الاصطدام بالواقع نجد أن معظم المشاكل الجيولوجية تتعامل مع حساب الأعماق لأسطح فاصلة غير منتظمة. مثال لأحد هذه المشاكل من خلال دراسة الوديان، حيث تتواجد رواسب الأودية الحاملة للمياه الجوفية، المراد دراسة عمقها وسمكها بواسطة الطريقة السيزمية الانكسارية، في وضع إما أن يكون أفقياً أو مائلاً غير منتظم Irregular فوق الطبقة الصلبة. كل ذلك يجعل طرق الحسابات السابق ذكرها غير قابلة للتطبيق. يمكن تطوير وحل هذه المشكلة من خلال الشكل الهندسي المبين في (الشكل 36.6). باتباع ما يسمى بطريقة زمن التأخير. لتطبيق هذه الطريقة، يجب افتراض أن السرعة (V_2) تكون أكبر من السرعة (V_1). هذه دائماً تكون فرضية صحيحة وموثقة، لأن الطبقة السفلية تكون أكثر تماسكا وتشبعاً.



حيث h_A السمك العمودي للحمل الرسوبي تحت النقطة (A)

h_G السمك العمودي للحمل الرسوبي تحت النقطة (G)،

بالمثل، إذا كان ميل الحد الفاصل بصفة عامة صغير، أي أن $x = A'C + CD + DG'$

حينئذ:

$$CD \approx A'G' - h_A \tan \theta_c - h_G \tan \theta_c \approx x - h_A \tan \theta_c - h_G \tan \theta_c$$

وبالتالي معادلة زمن السير للموجات يمكن كتابتها بالشكل التالي:

$$t_{AG} = \frac{x}{V_2} + \frac{h_A}{V_1} \left(\frac{1}{\cos \theta_c} - \frac{V_1}{V_2} \tan \theta_c \right) + \frac{h_G}{V_1} \left(\frac{1}{\cos \theta_c} - \frac{V_1}{V_2} \tan \theta_c \right)$$

يمكن كتابة المعادلة السابقة في الصورة التالية:

$$\left(\frac{h_G \cos \theta_c}{V_1} \right) = t_G$$

حيث $\left(\frac{h_G \cos \theta_c}{V_1} \right) = t_A$ هو زمن التأخير عند النقطة (A) و $\left(\frac{h_G \cos \theta_c}{V_1} \right) = t_G$ هو زمن

التأخير عند النقطة (G). بالمثل

$$t_{BG} = \frac{BF}{V_1} + \frac{FE}{V_2} + \frac{EG}{V_1} \approx \frac{L-x}{V_2} + t_B + t_G$$

حيث L هو طول خط الانتشار (A_B) ، (T_B) هو زمن التأخير $\left(t_B = \frac{h_B \cos \theta_c}{V_1} \right)$ عند النقطة

(B). وبطرح المعادلتين وتسجيل الزمن (T_{BG}, T_{AG}) كأول زمن لوصول الموجات مع الأخذ في الاعتبار

أن $(X_B > X > X_A)$ ، نستطيع الحصول على المعادلة التالية:



$$t_- = t_{AG} - t_{BG} = \frac{2x}{V_2} + \left(t_A - t_B - \frac{L}{V_2} \right)$$

حينئذ

$$t_- = \frac{2x}{V_2} + \text{constant}$$

وبالتالي عند رسم العلاقة بين الزمن (t_-) والمسافة (x) نستطيع الحصول على السرعة (V_2). باستخدام المعادلة السابقة مرة ثانية، وتسجيل الزمن (T_{AG} ، T_{BG}) كأول زمن لوصول الموجات، مع الأخذ في الاعتبار أن ($X_A < X < X_B$)، وبجمعهم يمكن الحصول على المعادلة التالية:

$$t_+ = t_{AG} + t_{BG} = 2t_G + t_A + t_B + \frac{L}{V_2}$$

حينئذ:

$$t_+ = 2t_G + T$$

حيث (T) هو الزمن من النهاية للنهية ($T_{AB} = T_{BA}$) نتيجة ظاهرة التبادلية. الأزمنة المعطاة بإشارة موجبة (t_+) تعطي زمن التأخير، وبالتالي يمكن الحصول على السمك كالتالي:

$$h_G = \frac{V_1 t_G}{\cos \theta_c}$$

يمكن تلخيص طريقة حساب زمن التأخير في حالة وجود حد فاصل غير منتظم كالتالي:

- رسم بيانات المسافة مقابل الزمن (t_{BG}, t_{AG})
- حساب السرعة V_1
- حساب كل من الزمن t_+ ، t_- في حالة $X_B > X > X_A$
- رسم الزمن t_- مقابل المسافة وحساب السرعة V_2 من خلال ميل الخط المستقيم،
- حساب الزاوية الحرجة، $\theta_c = \sin^{-1} \frac{V_1}{V_2}$
- حساب زمن التأخير (t_G) في حالة $X_A < X < X_B$ ، من العلاقة ، $\frac{1}{2}(t_+ - T)$
- حساب السمك من العلاقة، $h_G = \frac{V_1 t_G}{\cos \theta_c}$
- حساب أزمنة التأخير تحت نقط التفجير t_B ، t_A من العلاقات الآتية:

$$T = t_A + t_B + \frac{L}{V_2}$$

$$T_0 = t_A - t_B - \frac{L}{V_2}$$

حيث T_0 هو زمن الاعتراض الناتج والذي يتم الحصول عليه من رسم العلاقة بين قيم T_- مقابل المسافة X ، حينئذ يمكن حساب العمق للحد الفاصل تحت نقاط التفجير.

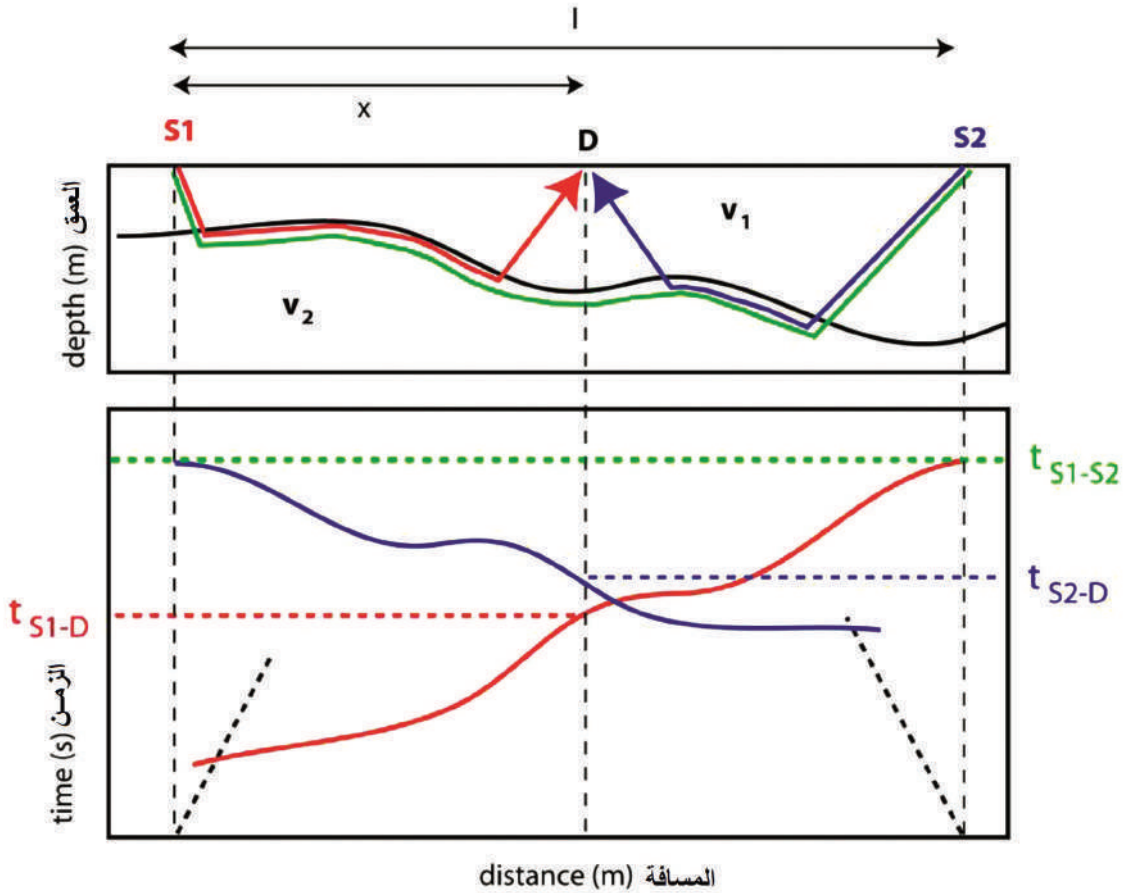
لا بد من ملاحظة أن هذا التحليل يعتمد على الافتراضات التالية:

- أن قيم السرعات ثابتة على امتداد الطبقة الواحدة،
- أن التدرج وعدم انتظام السطح الفاصل ليس حاداً،
- أن الميل عموماً للسطح الفاصل قليل.



4.6.6 - 2 طريقة زائد - ناقص Plus – Minus Method

طريقة زائد - ناقص (Hagedoorn, 1959) طريقة لتفسير بيانات المسح الزلزالي الانكساري على طبقات غير منتظمة لا تتجاوز زوايا ميل أسطحها 10 درجات، شريطة أن يكون الوسط الجيولوجي متمائل الخواص ومتجانسا مع وجود تباين كبير في السرعات بين الأوساط. ويستخدم كل من التصوير الأمامي والخلفي للحصول على رسوم بيانية متطابقة للوقت والمسافة. تستخدم هذه الطريقة مبادئ زمن الزائد Plus time ($T+$) لحساب الأعماق (h)، ومبادئ زمن الناقص Minus time ($T-$) لحساب السرعة (الشكل 37.6).



الشكل 37.6: يوضح مبدأ طريقة زائد - ناقص الانكسارية (Hagedoorn 1959)

على اعتبار أن النموذج يتألف من طبقتين، بينهما حد فاصل متموج. يتم العمل على اتجاهين؛ أمامي وعكسي للانكسار وذلك بإطلاق مرسلين (S1 و S2) في كل مستقبل (D). نضع في الاعتبار **ثلاث مسارات موجية:**

(a) الوقت المتبادل هو الوقت من S1 إلى S2

$$ts_{1s_2} = (1/v_2) + \delta s_1 + \delta s_2 = t s_2 s_1$$

(b) الإرسال الأمامي في المستقبل Forward shot

$$ts_{1D} = (x/v_2) + \delta s_1 + \delta_D$$

(c) الإرسال العكسي في المستقبل Reverse shot

$$Ts_{2D} = (1-x)/v_2 + \delta s_2 + \delta_D$$

الهدف هو إيجاد (v2)، وزمن التأخير عند المستقبل (δ_D)، ومن خلال زمن التأخير (δ_D)، يمكننا معرفة عمق الحد الفاصل بين الوسطين.

أما زمن الناقص فيحسب بطرح أزمنة الوصول الأولى إلى اللاقط (الجيوفون) نفسه من التفجيرين المعاكسين لبعضهما البعض.

المعامل الناقص (-) يحدد السرعة في الوسط الثاني (v2) ويعبر عنها بالعلاقة (c) - (b) :
سوف يقلل من (δ_D)

$$ts_{1D} - Ts_{2D} = (2X - 1) / v_2 + \delta s_1 - \delta s_2$$

$$ts_{1D} - Ts_{2D} = (2X / v_2) + C$$

العلاقة التي تربط بين ($ts_{1D} - Ts_{2D}$) ضد (2X) سوف تعطينا خطأ بميل يساوي (C) $1/v_2$ ثابت. ان زمن الزائد للموجة لكل مستقبل في المنطقة الواقعة ضمن منطقة التداخل للتسجيلين المباشر والعكسي يمثل مجموع زمن الوصول الأول من جهة التفجير الأمامي، زائداً زمن الوصول الأول من جهة التفجير العكسي، ناقصاً الزمن الكلي.



المعامل الزائد (+) يحدد زمن التأخير عند المستقبل ويعبر عنها بالعلاقة :

(c) + (b) سوف تعطينا

$$ts_{1D} + ts_{2D} = l/v_2 + \delta s_1 + \delta s_2 + 2 \delta_D$$

استخدم النتيجة (a) سوف نحصل على

$$ts_{1D} + ts_{2D} = ts_1 s_2 + 2 \delta_D$$

نعمل إعادة ترتيب للمعادلة بالنسبة لـ δ_D

$$\delta_D = 0.5 (ts_{1D} + ts_{2D} - ts_1 s_2)$$

يعاد هذا الإجراء لجميع المستقبلات الموجودة في البروفيل.

يتم رسم هذه القيم مقابل ضعف المسافة بين اللاقطات نسبة إلى خط مرجعي يمثل قيمة الصفر بالنسبة للزمن. يمثل المحور الأفقي ضعف المسافة بينناقص اللاقطات، والمحور الرأسي يمثل فرق الزمن ($ts_{1D} - ts_{2D}$) بعد ان تثبت قيمة الصفر عليه. وتحسب السرعة من مقلوب ميل أفضل خط مستقيم يمر بين النقاط المسقطه، وتعد هذه السرعة الحقيقية للسطح الكاسر وتحت مواقع اللاقطات. في حين تكون السرعة التي تم الحصول عليها من خلال منحنى المسافة - الزمن هي سرعة ظاهرية.

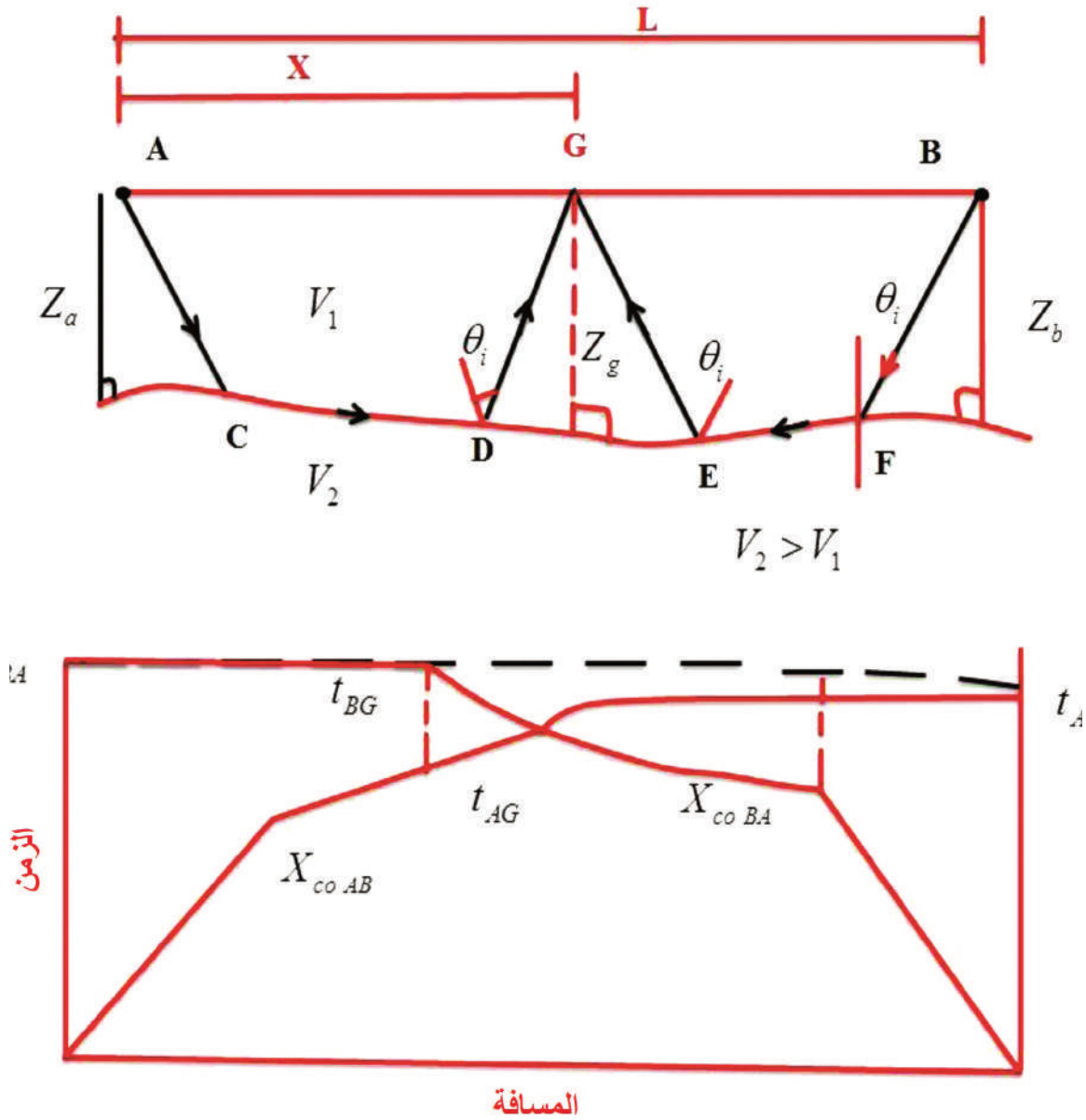
إذا كانت سرعة الطبقة الثانية تتغير على طول السطح الكاسر، فإن قيم زمن الناقص T- لا تقع على استقامة واحدة في منحنى (X-T) عند ذلك نحسب سرعة الطبقة الثانية تحت كل مسافة يتغير فيها ميل الخط المرسوم لقيم (T-). ان عمق السطح الكاسر (h) تحت كل محطة يحسب عن طريق زمن الزائد (T+) وذلك باستخدام المعادلة

$$h = (T+) V_1 V_2 / (V_2^2 - V_1^2)^{0.5}$$

ولغرض رسم السطح الكاسر على مقطع عمق - سرعة ترسم الدوائر التي انصاف اقطارها h تحت كل محطة بحيث تمثل مواقع هذه المحطات مراكز هذه الدوائر. يمثل المنحنى المماس لهذه الدوائر شكل السطح الكاسر.

طريقة أخرى لاشتقاق (الشكل 38.6)

طريقة زائد- ناقص plus – Minus method



الشكل 38.6 : اشتقاق المعاملات الرياضية على سطح كاسر متعرج باستخدام طريقة زائد- ناقص



وقت انتقال الشعاع المنكسر في أي لاقط (G) يُعطى بواسطة

$$t_{AG} = \frac{X}{V_2} + \delta t_g + \delta t_a$$

زمن التأخير في اللاقط (الجيوفون) : $\delta t_g, \delta t_a$

$$t_{BG} = \frac{(L - X)}{V_2 + \delta t_g + \delta t_b}$$

$$t_{AB} = \frac{L}{V_2 + \delta t_a + \delta t_b}$$

تعطي Hagedorn's Plus (T^+) بواسطة

$$T^+ = t_{AG} + t_{BG} - t_{AB} = 2\delta t_g = \frac{2Z_g(\cos \theta_i)}{V_1}$$

لذلك، يتم إعطاء عمق السطح الكاسر تحت أي لاقط بواسطة

$$\begin{aligned} Z_g &= \frac{(T^+) V_1}{2\cos \theta_i} \\ &= \frac{(T^+) V_1 V_2}{2(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}} \end{aligned}$$

تعطي Hagedorn's minus (T^-) بواسطة

$$T^- = t_{AG} - t_{BG} = \frac{(2X - L)}{V_2 + \delta t_a - \delta t_b}$$

يمكن الحصول على نهج ودقة أفضل لتحديد الأعماق، حسب الحاجة في الجيولوجيا الهندسية باستخدام طرق متبادلة. بافتراض أن السطح الكاسر مستو، وبشكل معتدل بين (D و H) ومع انخفاض صغير (10 أو أقل) بنقاط إطلاق (إرسال) عند (A و C).

متوسط التأخير الزمني للاقط (B) هو

$$\frac{1}{2}(ADEB + CHGB - ADHC)$$

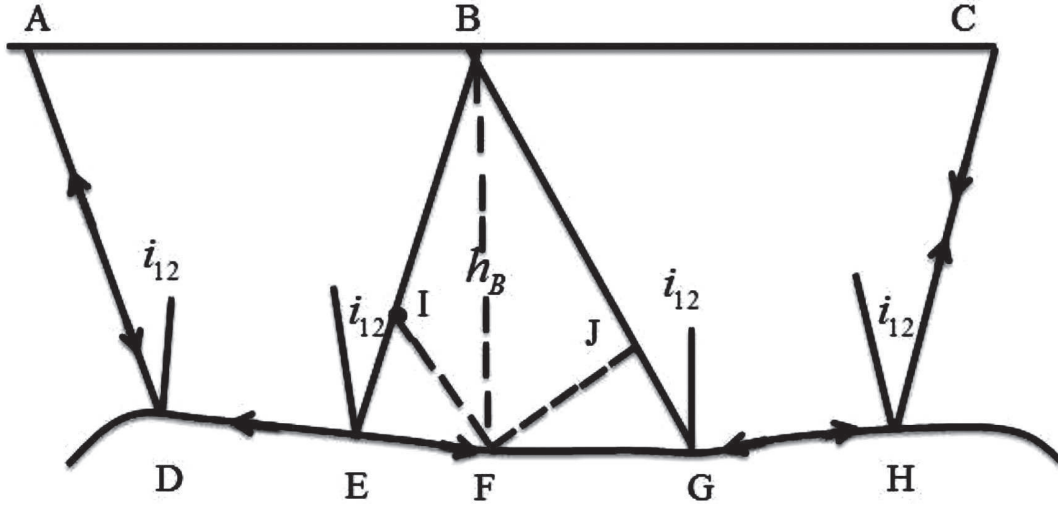
الزمن
متوسط التأخير الزمني تحت B هو =

$$h_B \cdot \frac{\sqrt{V_2^2 V_1^2}}{V_1 V_2}$$

h_B : عمق عمودي على السطح الكاسر

$$h_B = \frac{(Averagedelay)V_1 V_2}{(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}$$





$$\Delta t = (t_{AB} + t_{CB}) - t_{AC}$$

4.6.6 - 3 طريقة التبادل المعممة Generalized Reciprocal Method

وَضِعَت هذه الطريقة من قبل بالمر (Palmer, 1980)، وهي طريقة ملائمة جداً لتفسير البيانات الزلزالية الانكسارية للأسطح الكاسرة غير منتظمة الشكل (المتوجة)، ذات التغيرات الجانبي في سرعاتها الزلزالية. يوضح (شكل 39.6) مبدأ هذه الطريقة، وهي طريقة منتظمة، تتم باستخدام التصوير الأمامي والعكسي للحصول على رسوم بيانية متطابقة للوقت والمسافة. وهي قابلة للمقارنة مع طريقة زائد ناقص، ولكنها أقل تقييداً في تطبيقها. تفترض طريقة زائد ناقص واجهة خطية بين النقاط التي يترك فيها الشعاع الواجهة. ولكن الطريقة التبادلية المعممة أكثر قوة، حيث يتم فيها اختيار أزواج من الأشعة تترك الواجهة في نفس الموقع. الهدف من GRM هو تقدير السرعات والأعماق دون الحاجة إلى أجزاء، أي أنها واجهة مسطحة. السرعة والعمق المقدران كلاهما تحت كل جيوفون حصل لهما انكسارات. لذلك يمكن رؤية تغيرات السرعة الجانبية في طبقة واحدة. لكن... التغييرات «السلسلة» في السرعة (المواد التي تدرّج إحداها إلى أخرى) لا يزال من غير الممكن رؤيتها.

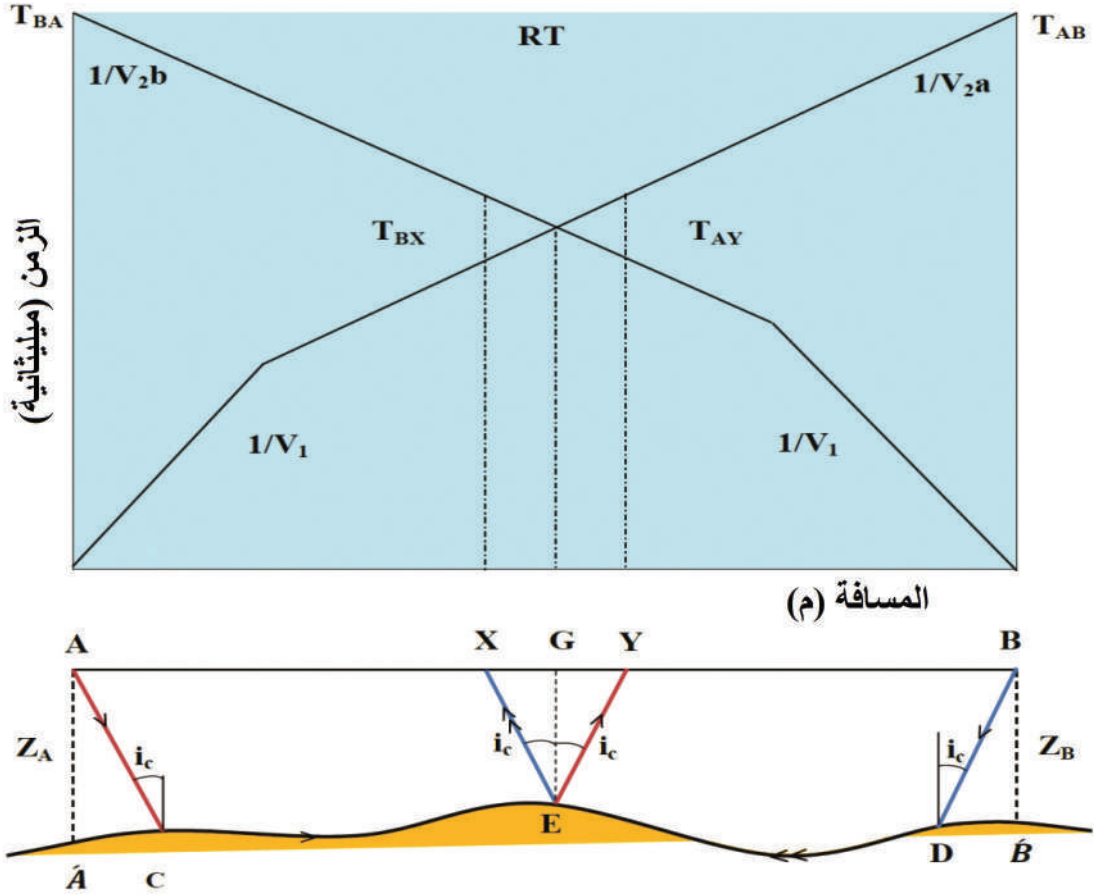
الطريقة التقليدية التبادلية (CRM) حيث تكون فيها الموجات الواصلة المنكسرة عبارة عن فروع غير خطية تشير إلى واجهة انكسار غير منتظمة. من الأمور المركزية في هذه الطريقة، تحديد تأخير وصول الانكسار من كل طبقة، وفي كل موقع من مواقع الكاشف، وتحويل هذا التأخير إلى عمق. الأهم من ذلك، يمكن تعيين واجهات السرعة غير المستوية.

الطريقة التبادلية المعممة (GRM) هي تطوير لـ (CRM) التي تستخدم أوقات الانتقال للموجات القادمة المنكسرة التي تترك الواجهة في مكان مشترك، بدلاً من تلك المسجلة بواسطة الكاشف نفسه. تتوفر أيضاً مسارات الموجات الزلزالية من خلال المقطع العرضي للسرعة من تحت السطح، وقد تسمح بنمذجة وصول الموجات المتعرجة.

تُستخدم طريقة (GRM) على نطاق واسع في التنقيب عن الانكسار، وهي تفترض أن الموجات الواصلة تنشأ فقط من الانكسار الحرج، والمنكسرات الجانبية المستمرة بتوزيعات سرعة بسيطة نسبياً. تصبح الطريقة أقل دقة مع زيادة التباين تحت السطحي. يتم استخدامها للتحريات السطحية، ولتحديد تصحيحات التجوية في مسوحات الانكسار والانعكاس.

تفترض طريقة زائد-ناقص (نسخة مبسطة من طريقة (GRM) مع $XY = 0$) أن الموجات القادمة تنشأ فقط من الانكسار الحرج، والمنكسرات المستمرة أفقياً بتوزيعات سرعة بسيطة نسبياً.





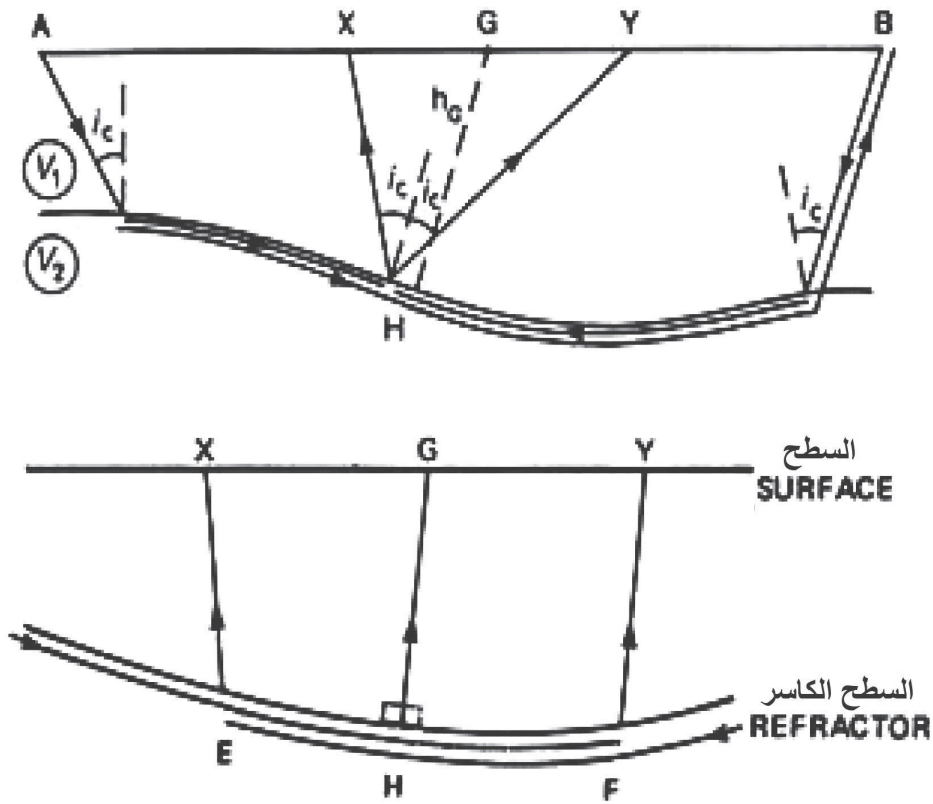
الشكل 39.6: يوضح مسار الأشعة المنكسرة لعدة طبقات متعرجة حسب مبدأ طريقة التبادل العمومية

GRM (Palmer,1980).

ولغرض تأمين وصول الموجات من النقطة نفسها على السطح الكاسر، يقاس زمن وصول هذه الموجات عند نقطتين على سطح الأرض (لاقطين أرضيين) يفصل بينهما مسافة تحددها السرعة والعمق التقريبيين للسطح الكاسر، تُدعى هذه المسافة بالمسافة المناسبة، وقد أطلق عليها بالمر (Palmer,1980) مصطلح Optimum X-Y value، وتعيين هذه القيمة هو العامل المحدد في

التفسير. في (الشكل 40.6) محطتان لقياس زمن وصول الموجات (X-Y): الموجة المتولدة عند النقطة (A) يقاس زمن وصولها إلى سطح الأرض عند المحطة (Y)، أما المتولدة عند النقطة (B) فقياس زمن وصولها عند المحطة (X).

ومن مميزات طريقة (GRM) أن عامل تحويل العمق لا يتأثر بالميل حتى 20 درجة، بسبب استخدام التسجيلات الاعتيادية والمعكوسة، (الشكل 41.6).



الشكل 40.6 : حساب زمن وصول الموجات باستخدام طريقة الـ (GRM)

V^1 تمثل السرعة الظاهرية عند السطح الكاسر التي تم تحديدها من T_v

تستخدم طريقة الـ (GRM) اثنين من الجيوفونات (X و Y)، تقوم بتسجيل الموجات المنكسرة الواصلة من النقطة نفسها على السطح الكاسر، مع التغاضي عن هذه الفرضيات.



القيام بتحديد معاملين :

1. معامل تحليل السرعة (T_V)

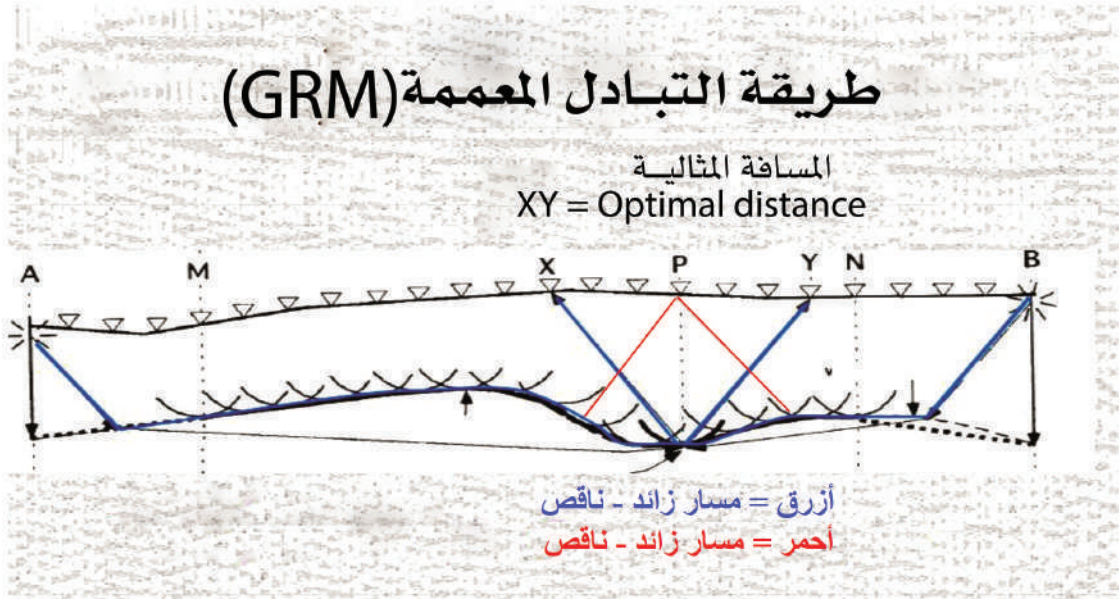
$$T_V = (T_{AY} - T_{BX} + T_{AB}) / 2$$

هذا يمثل المسار الزمني من (A) إلى (H)

2. معامل الزمن - العمق (T_G)

$$T_G = (T_{AY} + T_{BX} - T_{AB}) - (XY/V) / 2$$

هذا يمثل المسار الزمني على امتداد (EX) أو (FY) ناقص المسار الزمني للإسقاط (GX) أو (GY) على امتداد الحد الفاصل الكاسر، (المسار الزمني على امتداد (GH)).



الشكل 41.6 : مسار الأشعة المنكسرة طبقاً لطريقتي ل (GRM) و Plus-Minus

4.6.6 - 4 طريقة تتبع الأشعة Ray-tracing

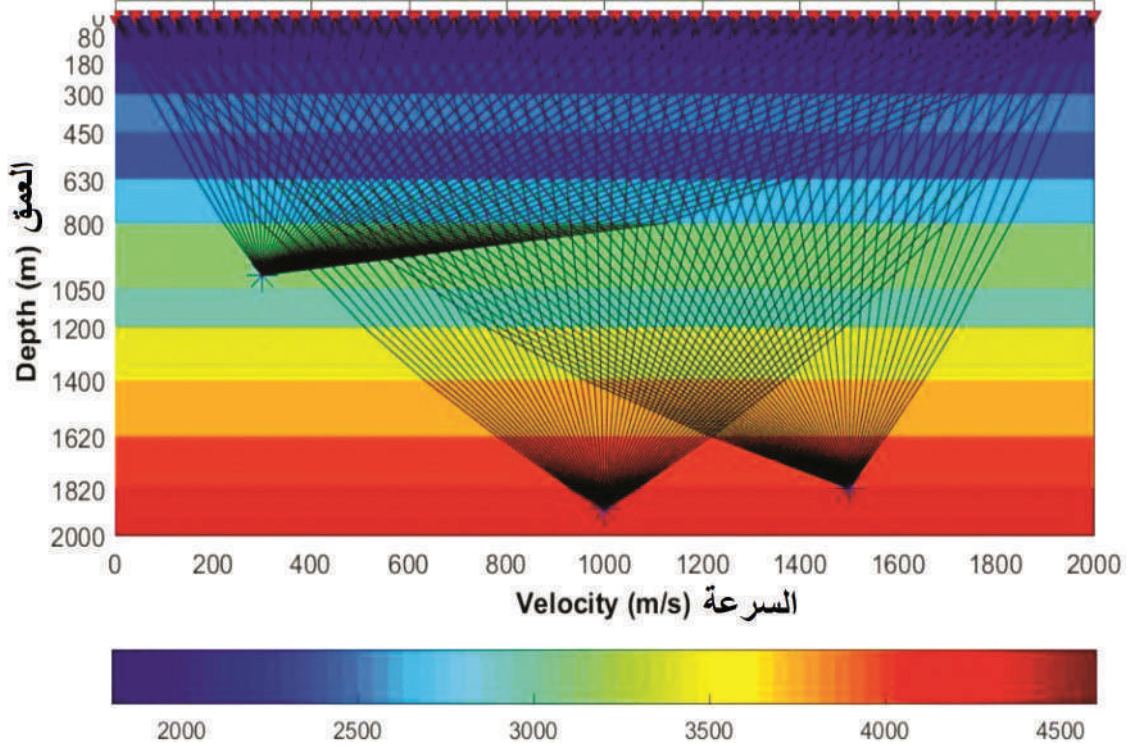
طريقة تتبع الشعاع (Cerveny et al , 1974). تحسب البرامج العددية مسارات الأشعة وأوقات الانتقال. تضبط السرعة بحيث تتطابق أوقات الانتقال المحاكاة مع أوقات الانتقال المرصودة. يجب أن تبدو البيانات التي يتم إنشاؤها مثل البيانات المقاسة داخل أشرطة الخطأ. لذلك تعد مواصفات الخطأ جزءاً مهماً من مجموعة البيانات. كما يمكن استيعاب «أشعة الدوران». لا تعد الواجهات ضرورية لأن السرعة المتزايدة بشكل مطرد تعني منحنى مسارات الأشعة. هذا التأثير حاسم في دراسات القشرة الأرضية باستخدام إشارات الزلزال. بالطبع، يتم التعامل مع الموجات الرأسية بشكل صحيح. من الممكن حساب مسارات الأشعة للتراكيب الأرضية المعقدة، مع تدرجات السرعة، وعدم وجود حدود حادة، ومناطق السرعة المنخفضة (الشكل 42.6).

مساوؤها: معقدة الاستخدام، وبالتالي هي مكلفة في الوقت والمال، وهي ثنائية الأبعاد فقط. كما تحتاج إلى مجموعات كبيرة من البيانات، والعمل الميداني فيها مكلف.

تعتمد طريقة الأشعة السيزمية على حل تقريبي عالي التردد للمعادلة الديناميكية المرنة. إنه يؤدي إلى تحليل مجال الموجة إلى مساهمات مستقلة تسمى الموجات الأولية، والتي تنتشر على طول الأشعة. قد تمثل هذه الموجات الأولية موجات جسم زلزالية مختلفة، مثل الموجات المباشرة أو المنعكسة أو المضاعفة المنعكسة/المرسلة. وهي تنتشر في تراكيب غير متجانسة أو متباينة الخواص، متطبقة وكتلية. الميزة الكبيرة لطريقة تتبع الأشعة هي أنه يمكن معالجة الموجات الأولية الفردية بشكل منفصل. تم إثبات تطبيق تقنية تتبع الأشعة للكشف عن رواسب الطبقات منخفضة السرعة ذات السماكة الكبيرة.



تتبع الأشعة السيزمية (نمط P-P) لزمن الانتقال المحسوب: 0.66657 ث
Seismic Raytracing (P-P mode) Calculated Traveltime: 0.66657 s



الشكل 42.6: طريقة تتبع الأشعة الدقيقة لصفيف سطحي لحساب أزمنا الوصول.

4.6.6 - 5 الوهم Phantoming

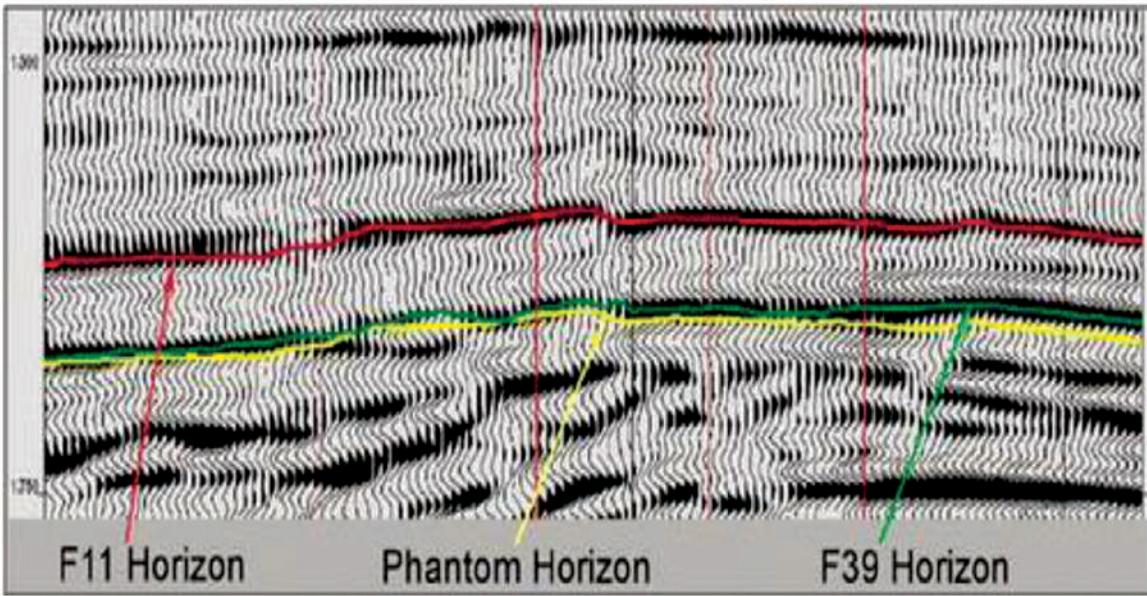
تتضمن عملية الوهم تحويل مجموعة من أوقات الوصول رأسياً في الوقت المناسب، بحيث يتم ربطها مع الموجات الوافدة من ضربة مجاورة. الغرض من الوهم هو إنشاء مجموعة كاملة من الموجات الواصلة للأمام والخلف على طول الخط، وكلها مشار إليها في موضع التسديد نفسه. الإشارة المسجلة بواسطة جيوفون نتيجة ضربة واحدة.

بعد تعيين نقاط البيانات لفروع (T-X) باستخدام التوازي والأوقات المتبادلة، يمكن دمجها في مجموعة فرعية تضم، لكل طبقة، الموجات الواصلة المنكسرة المعكوسة التي تمتد عبر أكبر قدر ممكن من مجموعة البيانات. يتم تحقيق ذلك باستخدام تقنية تُعرف باسم الوهم Phantoming،

بمعنى آخر، تحريك ضربة الإزاحة لإنهاء الضربة لتحديد الجزء الذي يتوافق مع وصول صخر الأساس.

تحتوي المجموعة الفرعية الناتجة على جميع المعلومات المطلوبة للتفسير. التخيل هو استقرار فرع زمن المسار المحدد من خلال الموجات الواصلة، والمسجل من المصدر، إلى التعويضات الأطول و/أو الأقصر. عادة ما يتم تمديد فرع (T-X) إلى الصفر أو ما بعده. الوهم ممكن فقط بسبب التوازي، متوسط الفروق الزمنية بين النقاط المتناظرة في جزأين متوازيين للحصول على متوسط فرق الوقت (ΔT) بين الرسمين البيانيين (T-X) (مجموعات البيانات). يتضمن الوهم ببساطة إضافة، أو طرح، عند الاقتضاء (T) من جميع أوقات وصول أحد المصادر، من أجل تراكب البيانات على تلك من مصدر آخر. من الناحية المثالية، ستتزامن الموجات الواصلة من المصدرين بعد ذلك خلال الفترة الزمنية المشتركة لموقعهم. تنتشر الأخطاء في (ΔT) إلى جميع نقاط البيانات، لذلك ستكون النتائج أكثر موثوقية عندما تحتوي مجموعتا البيانات على عدد كبير من نقاط الالتفاف التي يمكن من خلالها الحصول على تقدير أفضل ل (ΔT). من مصادفة الرسوم البيانية، النقاط المفقودة مثل تلك من المصدر، المهم هو أن أوقات التنقل المنكسرة من المصدر (1) يمكن استقراؤها لتعويضات أقل من مسافة العبور. إذا تم استخدام التركيبة الصحيحة من المصدر ومواقع الكاشف، فمن الممكن تحديد أزمنة المسار لوصول الانكسار من أي واجهة في كلا الاتجاهين في كل موقع كاشف. بهذه الطريقة يتم الحصول على المعلومات اللازمة لنمذجة البيانات (الشكل 43.6).





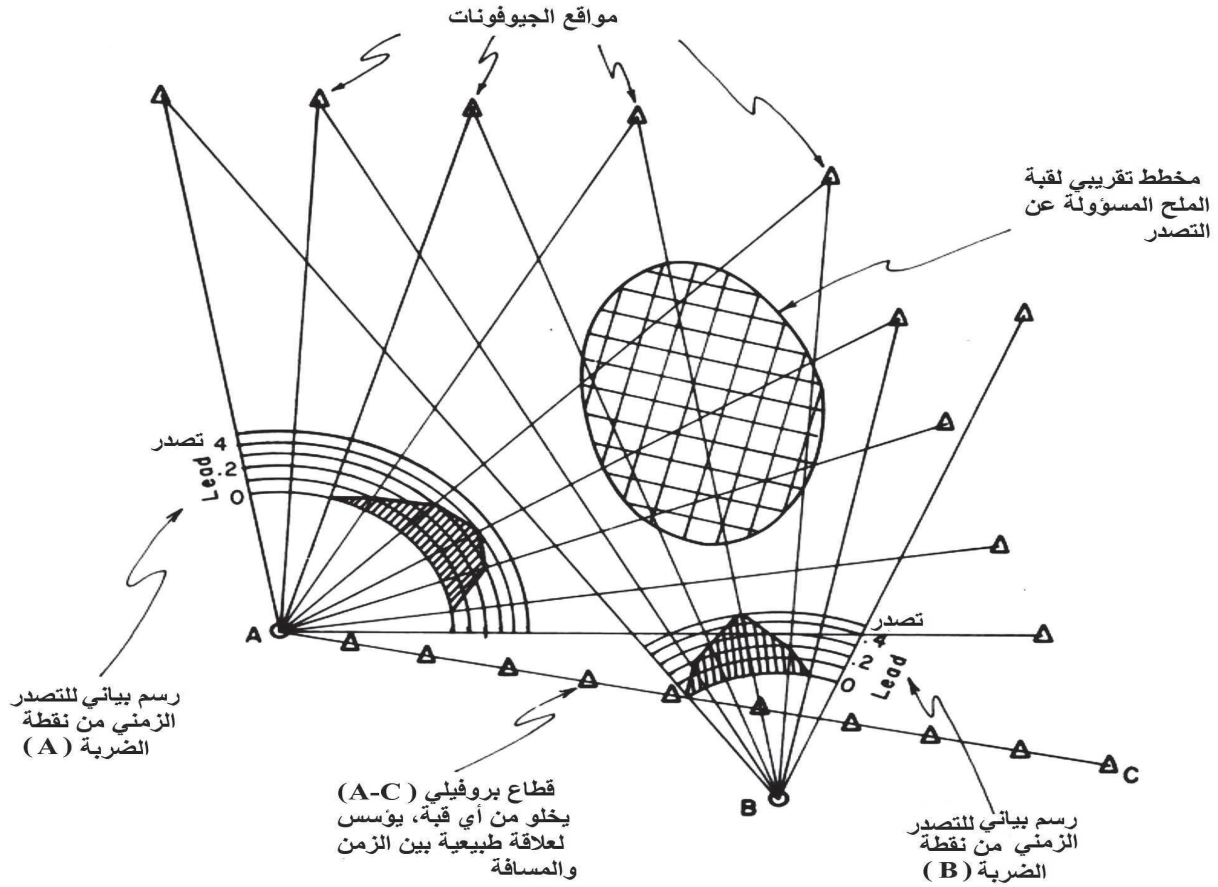
الشكل 43.6 : طريقة الوصول الوهمي يتم قياس الوقت المتبادل فعلياً على طول خط الانكسار الزلزالي ويمكن استخدام هذه القيمة كوقت متبادل في معالجة GRM إذا كانت أوقات وصول الفاصل الأول وهمية بشكل صحيح. (Palmer,1980)

4.6.6 - 6 طريقة إطلاق المروحة Fan Shooting

نوع من المسح الزلزالي يتم فيه وضع أجهزة الكشف على طول قوس، بحيث يكون كل كاشف في اتجاه مختلف تقريباً على المسافة نفسها من نقطة إطلاق واحدة. تم استخدامها في عشرينيات وثلاثينات القرن الماضي للكشف عن وجود قباب ملحية ضحلة، تتسلل إلى الرواسب منخفضة السرعة.

طريقة بسيطة للانكسار الزلزالي تُستخدم لتحديد السمات الجيولوجية الجوفية مثل؛ القباب الملحية والوديان المدفونة وأعمدة المناجم، عن طريق مقارنة سرعاتها الزلزالية بسرعات المواد المحيطة. يتم نشر الجيوفونات حول جزء من القوس في مصفوفة تشبه المروحة، تتمحور حول موقع واحد أو أكثر من مواقع التصوير. (A) خط الأساس من الجيوفونات فيما يتعلق بأحد مواقع التصوير لتوفير منحنى المسافة الزمنية، حيث لا توجد ميزة لما تحت السطح، وبالتالي معايرة أوقات الانتقال لنطاق معين. باستخدام صفائف المروحة، يتم قياس أوقات انتقال الأشعة المنكسرة لكل كاشف؛ سيصل أي شعاع يصادف منطقة ذات سرعة عالية أو منخفضة بشكل غير طبيعي قبل أو بعد وقت الانتقال المتوقع لنطاق التصوير الجيوفيزيائي. (الشكل 4.6.6) يوضح طريقة الإطلاق على المروحة. تنتشر أجهزة الكشف على قوس دائري يتمركز عند نقطة المصدر في اتجاهات مختلفة. يتم تحديد أوقات الوصول المتوقعة من منحنى وقت الانتقال العادي (مقابل المسافة)، حيث لا يوجد جسم محلي عالي السرعة. يشير الوصول المبكر (التصدر Lead) فيما يتعلق بالطبيعي إلى أن جزءاً من مسار الانتقال يكون بسرعة عالية بشكل غير طبيعي، مما يدل على وجود جسم محلي عالي السرعة مثل قبة ملحية. تم استخدام هذه الطريقة في الاستكشاف الزلزالي المبكر لتحديد قباب الملح داخل رواسب ساحل الخليج السمكية، ومنخفضة السرعة (Nettleton, 1940).





الشكل 44.6: طريقة الإطلاق على المروحة حيث توجد أجهزة الكشف تقريباً على قوس دائرة متمركزة عند

نقطة المصدر في اتجاهات مختلفة. Nettleton, 1940.

4.6.6 - 7 التصوير المقطعي السيزمي Seismic Tomography

يشير التصوير المقطعي الزلزالي (تومو = شريحة + رسم بياني = صورة) إلى اشتقاق السرعة هيكل الأرض من الموجات الزلزالية.

هناك نوعان رئيسان من البيانات الزلزالية المراد قلبها: بيانات وقت الانتقال وبيانات شكل الموجة. يعيد التصوير المقطعي لوقت سير الموجة بناء نماذج سرعة الأرض بدقة أقل عدة مرات مقارنة بالموجات المقطعية الموجية. ولكن من ناحية أخرى، فإن التصوير المقطعي أثناء السير عادة ما يكون أكثر قوة وأسهل التنفيذ، وأرخص بكثير من الناحية الحسابية.

في السنوات العشرين الأخيرة ظهرت طريقة المسح التصويري Tomography وتعد هذه التقنية من التقنيات الحديثة في مجال الجيوفيزياء، وتعتمد على مبدأ العكس Inverse. ولوحظ ازدياد استخدام هذه الطريقة في المجالات البيئية والهندسية.

أن التقنيات الجيوفيزيائية مثل التصوير المقطعي الانكسار الزلزالي يمكن أن توفر معلومات إضافية مهمة لتوصيف الموقع لأساسات الجسور في التضاريس الكارستية. ومع ذلك، لا ينبغي النظر إلى هذه التقنيات على أنها بديل، ولكن يجب إجراؤها أثناء التحري في الموقع أثناء التصميم للمساعدة في اختيار مواقع الآبار واحتياجات الاختبار الآخر.

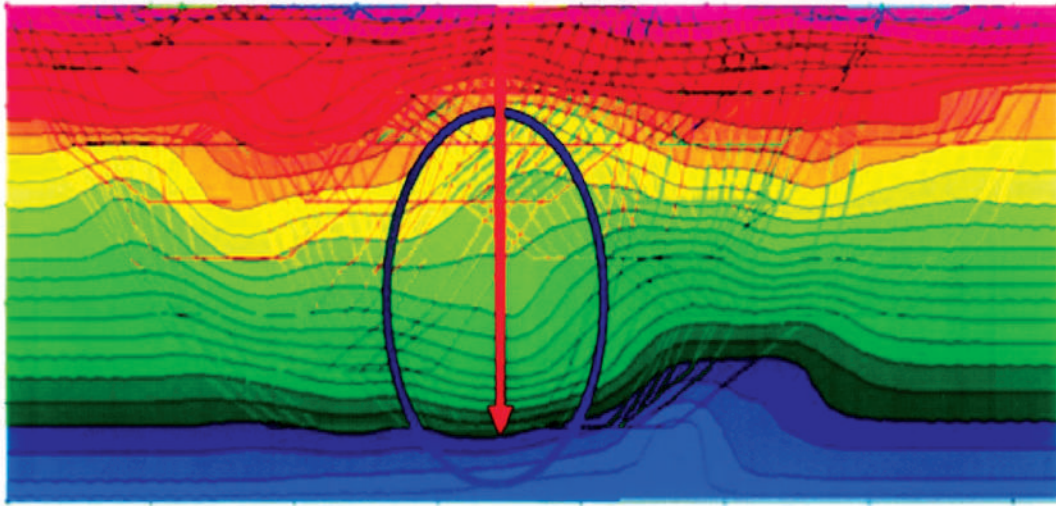
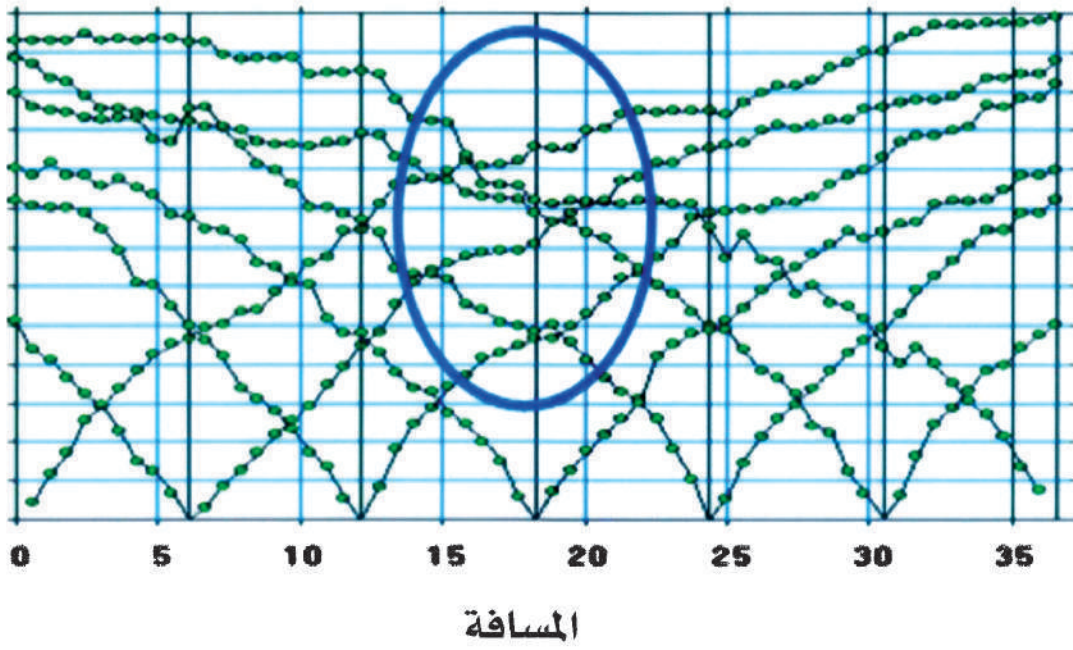
يتمثل المبدأ الأساس للتصوير المقطعي المتقاطع الزلزالي في تقدير نموذج السرعة تحت السطح عن طريق قياس الوقت الذي تستغرقه الموجات المرنة للانتشار من مصدر إلى جهاز استقبال. ترتبط سرعة الموجة المرنة بالخصائص الميكانيكية مثل وحدات القص ووحدرة الضغط وقوة القص. من الضروري وجود بئر (أو أكثر). يتم إدخال مجموعة من الجيوفونات في حفرة واحدة وفي الأخرى يتم إنشاء موجة مرنة.

يستخدم التصوير المقطعي الزلزالي السجلات الزلزالية لإنشاء صور ثنائية وثلاثية الأبعاد للشذات تحت السطحية عن طريق حل المشكلات العكسية الكبيرة، مثل إنشاء نماذج متوافقة مع البيانات المرصودة. تُستخدم طرق مختلفة لحل الانحرافات في القشرة والغلاف الصخري،



والوشاح الضحل، والوشاح الكامل، واللب، بناءً على توافر البيانات وأنواع الموجات الزلزالية التي تخترق المنطقة بطول موجي مناسب لتحليل الميزة. دقة النموذج محدودة بتوافر ودقة البيانات الزلزالية ونوع الموجة المستخدمة والافتراضات الواردة في النموذج.

تُستخدم بيانات الموجة (P) في معظم النماذج المحلية والنماذج العالمية في المناطق ذات الكثافة الكافية من الزلازل وأجهزة قياس الزلازل. تُستخدم بيانات الموجات الجسمية (S) وبيانات الموجات السطحية في النماذج العالمية عندما تكون هذه التغطية غير كافية، كما هو الحال في أحواض المحيطات، وبعيداً عن مناطق الاندساس. تعد الأوقات الأولى للوصول هي الأكثر استخداماً، ولكن يتم استخدام النماذج التي تستخدم الأطوار المنعكسة والمنكسرة في نماذج أكثر تعقيداً، مثل تلك التي تصور القلب. يتم أيضاً استخدام أوقات الانتقال التفاضلية بين أطوار الموجة. (الشكل 45.6).



الشكل 45.6 : يستخدم التصوير المقطعي الزلزالي السجلات الزلزالية لإنشاء صور ثنائية وثلاثية الأبعاد، للشذات تحت السطحية عن طريق حل المشكلات العكسية الكبيرة، كإنشاء نماذج متوافقة مع البيانات المرصودة.



5.6.6 تصحيح الانكسار السيزمي Correction of Seismic Refraction

تصحيح تعديل وضع الجيوفون ونقطة التفجير

من الأهمية بمكان، عمل تصحيحات لبيانات الانكسار السيزمي، حتى يمكن الحصول على نتائج ذات جودة عالية من الدقة. أحد هذه التصحيحات يشمل تعديل وضع اللاقط (الجيوفون) ونقطة التفجير. في كثير من الأحيان لا يكون وضع الجيوفونات مرتباً بالشكل الذي يجعل جميعها واقعةً على المستوى الخطي نفسه، لذلك في هذه الحالة يجب تعديل مواضعها لتصبح على خط واحد. قد يكون أيضاً وضع فجوة التفجير عند إزاحة من خط وضع الجيوفونات. أحيانا قد يكون ذلك مفيداً خصوصاً إذا أدى التفجير إلى تدمير الأرض في المنطقة القريبة المجاورة. بشكل عام يجب تصحيح وحساب المسافة المباشرة بين كل جيوفون ونقطة التفجير.

تصحيح المنسوب أو الارتفاع الأرضي

في حالة وجود أرض متغيرة المنسوب، من الضروري تصحيح أزمنة السير للموجات السيزمية كما لو أن القراءات يتم أخذها من سطح مستوٍ. إذا لم يتم عمل ذلك، فإن نسبة زمن السير الناتج من تغير المنسوب أو الارتفاع الأرضي قد تفسر بشكل خاطئ، وقد يؤدي الفرق في الزمن إلى تغييرات في عمق أو سرعة الطبقات. يمكن حساب هذه التصحيحات من خلال (الشكل 46.6). في هذا الشكل، إذا افترضنا أن النقطة (E) تقع عند (A)، وأن (Z_e) هي المسافة الرأسية تحت السطح، وأن النقطة (G) عند (D)، حينئذ يتم تحويل طول مسار الموجة الحقيقي EQRG إلى APSD. في هذه الحالة، تقل أزمنة السير للطبقة السطحية وتختزل إلى القيم ($\frac{CG}{V_1}$ ، $\frac{EB}{V_1}$) ويزداد بالقيم ($\frac{RS}{V_2}$ ، $\frac{PQ}{V_2}$).

يمكن وضع معادلة زمن التصحيح لهذا المسار كالتالي:

$$t_{CE} = \frac{Z_e \tan \theta_{ic}}{V_2} - \frac{Z_e}{V_1 \cos \theta_{ic}}$$

باستخدام المعادلة المرتبطة بالزاوية الحرجة يتم اختزال المعادلة السابقة إلى التالي:

$$t_{CE} = Z_e \frac{\sin^2 \theta_{ic} - 1}{v_1 \cos \theta_{ic}}$$

المعادلة السابقة يمكن اختزالها بشكل إضافي إلى الشكل التالي:

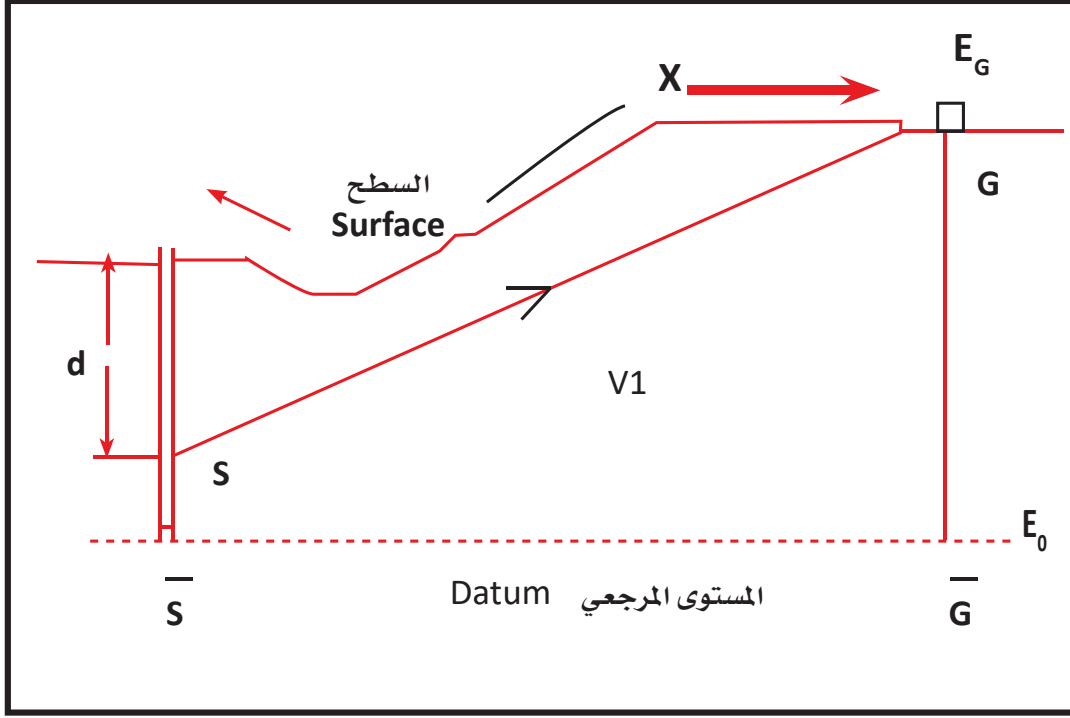
$$t_{CE} = Z_e \frac{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_2 v_1}$$

يتم تطبيق العلاقة نفسها عند موقع الجيوفون، فيما عدا أن (Z_e) تستبدل بالرمز (Z_g) ، وبالتالي يكون تصحيح المنسوب الكلي على الصورة التالية:

$$t_{elevation} = (Z_e + Z_g) \frac{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_2 v_1}$$

وحيث أن نقطة التفجير عادة ما تكون مدفونة، حينئذ يتم طرح عمقها من القيمة. إذا كان مصدر الطاقة أو أن الجيوفون أسفل المنسوب، حينئذ تبقى العلاقة السابقة كما هي، ولكن تأخذ (Z_e) أو (Z_g) قيما سالبة.





الشكل 46.6: تصحيح بيانات زمن السير نتيجة التغير في منسوب سطح الأرض

التصحيات الثابتة (Static) للتجوية والارتفاع

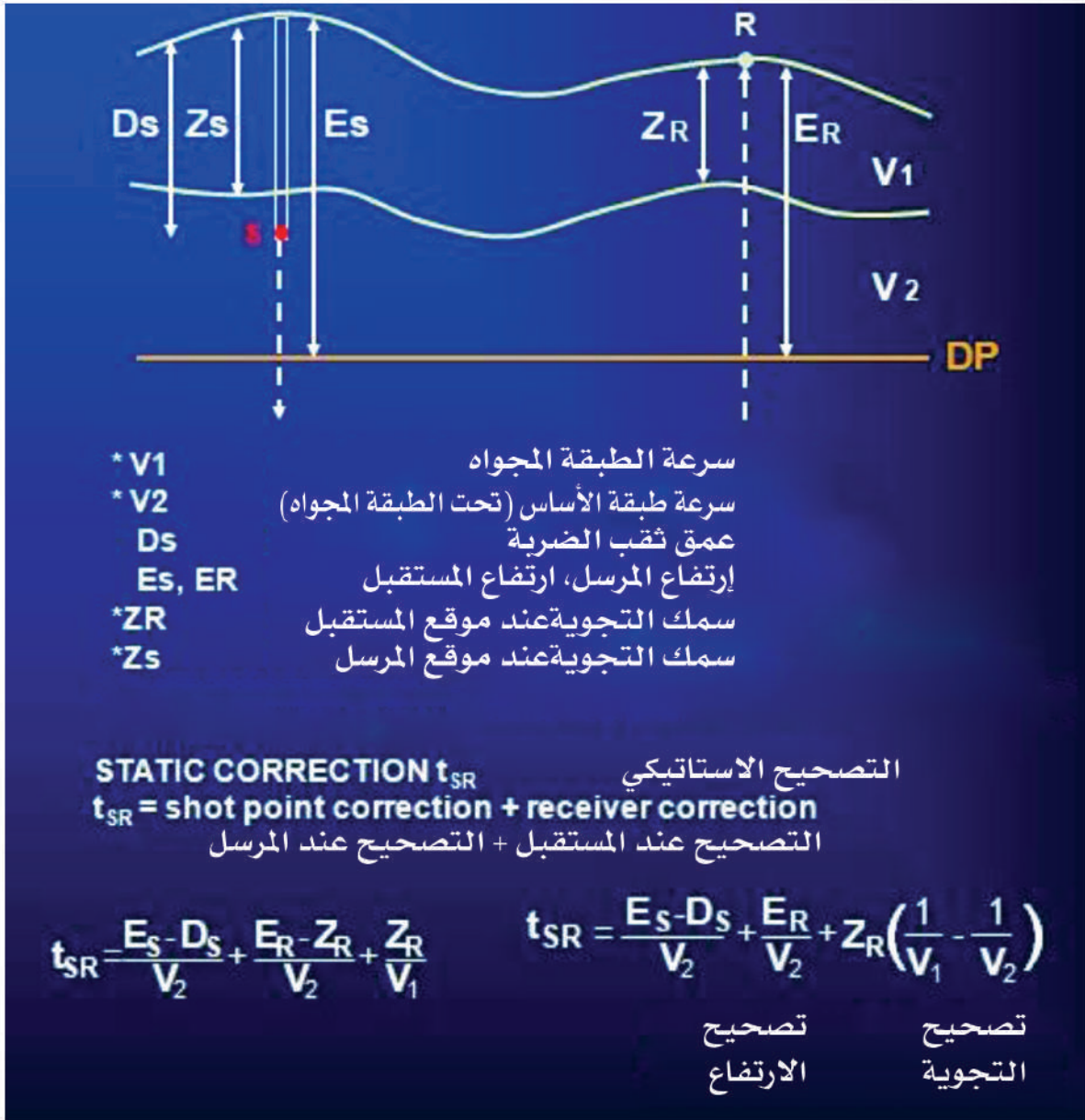
الهدف من حساب التصحيحات الثابتة هو ضبط أوقات الآثار المختلفة لمحاكاة الوضع الذي تكون فيه المرسلات والمستقبلات على المستوى السطحي نفسه، والتي تكون السرعة تحتها ثابتة على طول البروفيل. يُسمى هذا السطح «المستوى المرجعي» أو «مستوى الإسناد»، والمختصر باسم Datum Plane (DP). عند حساب التصحيحات الثابتة، فإن الافتراض هو أن زاوية الظهور صغيرة جداً، أي أن ممرات الرادار في المنطقة المجاورة (وعملياً فوق DP) هي عمودية. عندئذ يكون التصحيح الثابت لتتبع معين، هو مجرد دالة للموقع الجغرافي للمصدر والمستقبل، ويكون مستقلاً عن تخالف المصدر - المستقبل. في بعض الحالات، قد لا يكون هذا الافتراض صحيحاً إذا لم تكن زوايا الظهور صغيرة جداً، فيجب تطبيق التصحيحات الثابتة المعتمدة على الإزاحة.

في التصحيحات الثابتة (الإستاتيكية) في الانكسار السيزمي، تضاف فروق الارتفاع إلى التغيرات الجانبية في سرعات الطبقات الضحلة، مما يؤدي إلى حدوث تأخر في أوقات الوصول، والتي تختلف من أثر إلى آخر. بالنظر إلى أن هذا التأخر ثابت مع مرور الوقت، فإن التصحيحات المحسوبة للتعويض عنها يشار إليها باسم «التصحيحات الثابتة» (Static Corrections). كما هو موضح في (الشكل 47.6).

التعويض عن التأخير الناجم عن التجوية السطحية.

في السجل الزلزالي، لم يعد الحدث المقابل لانعكاس على أفق زلزالي يشكل قطعاً زائداً. منحنى (X-t) (الوقت - المسافة) المرتبط مشوه بسبب تأثيرات السطح. تُعرف الطبقة السطحية ذات السرعة المتغيرة على طول المظهر الجانبي الزلزالي باسم طبقة (WZ) Weathered Zone أو المنطقة التي تتعرض للتجوية.





الشكل 47.6: التصحيح الإستاتيكي في الانكسار السيزمي

6.6.6 الغموض في تفسير الانكسار السيزمي

Ambiguities in Seismic Refraction Interpretation

استندت كل من طرق التفسير الموصوفة في الملاحظات السابقة على فرضية أن سرعة الموجات السيزمية تزداد مع العمق. وهي الحالة السائدة في أغلب الأحيان، لأنه مع فحص العمق نجد أن التشعب يزداد والتجووية تقل مع زيادة العمق. مع ذلك، قد تكون السرعة في الطبقة الأعمق أقل منها في الطبقة الضحلة، أحياناً. تحدث هذه الحالة في أغلب الأحيان في حالة وجود تربة حمراء Laterite مسامية، أو في الأرض دائمة التجمد Permafrost على السطح، أو في حالة وجود رمل تحت الطين في تتابع مليء بالغرين، حيث يكون للطين سرعة أعلى من الرمل أسفل منه، الأمر الذي يؤدي إلى ظاهرة النطاق الأعمى (غير-المرئي) Blind-zone problem.

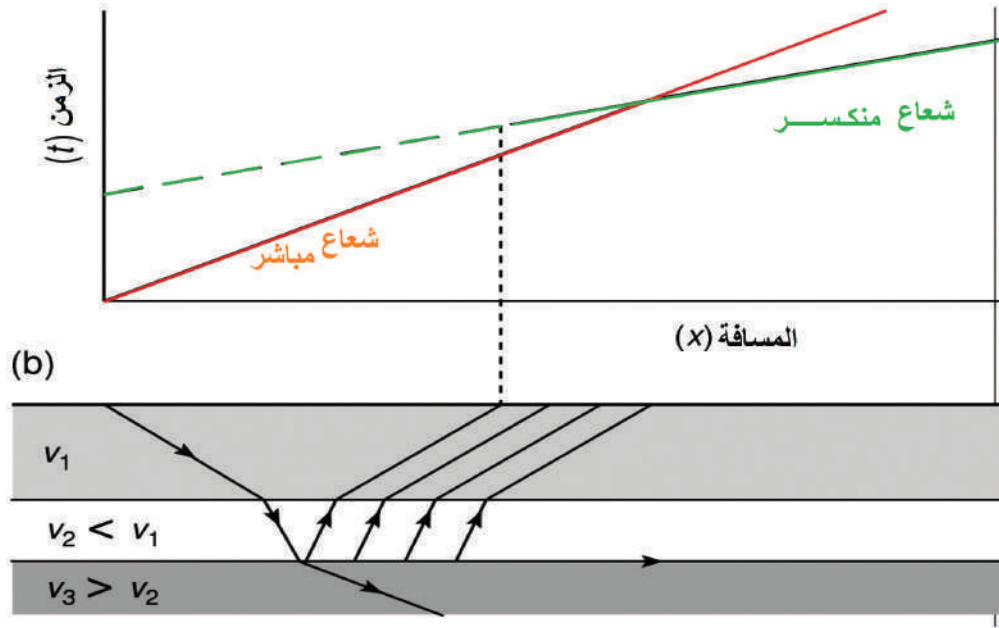
المنطقة الثانية من عدم المعرفة والحيرة والتي تؤدي إلى غموض، هي عندما يكون للطبقة الوسطى، في وجود ثلاث طبقات، سرعة أكبر من سرعة الطبقة التي فوقها، ولكنها تحتوي على سمك غير كافٍ لتوليد موجة رئيسة Head wave تصل قبل الموجة التي تصل من الطبقة السفلية ذات السرعة الأعلى. تسبب هذه الحالة ما يسمى بمشكلة الطبقة الخفية Hidden layer problem. كما قد يؤثر حدوث تغير مفاجئ للطبقة، مثل حدوث صدع، في تغيير شكل رسم بيانات (t-x) لتعطي خصائص معينة. يمكن رؤية هذا التغير في مجموعة بيانات (t-x) طالما أن البيانات العكسية قد تم تجميعها ورسمها.

مشكلة نطاق الطبقة منخفضة السرعة Low Velocity Layer

في حالة وجود ثلاث طبقات، والطبقة الثالثة لها سرعة أقل من سرعة الطبقة الثانية، أي أن $(V_1 < V_2 > V_3)$ ، حينئذ ستبقى الطبقة الثالثة غير مكتشفة لأنه لن يكون هناك موجات رئيسة تصل من هذه الطبقة قبل الموجات الرئيسية من الطبقة الثانية. سيكون تحديد السرعة للطبقتين الأولى والثانية صحيحاً، وكذلك العمق للطبقة الثانية. فإذا كانت سرعة الطبقة الثانية أقل من سرعة الطبقة التي تعلوها، لكن سرعة الطبقة الثالثة أكبر من سرعة الطبقة الأولى، أي أن



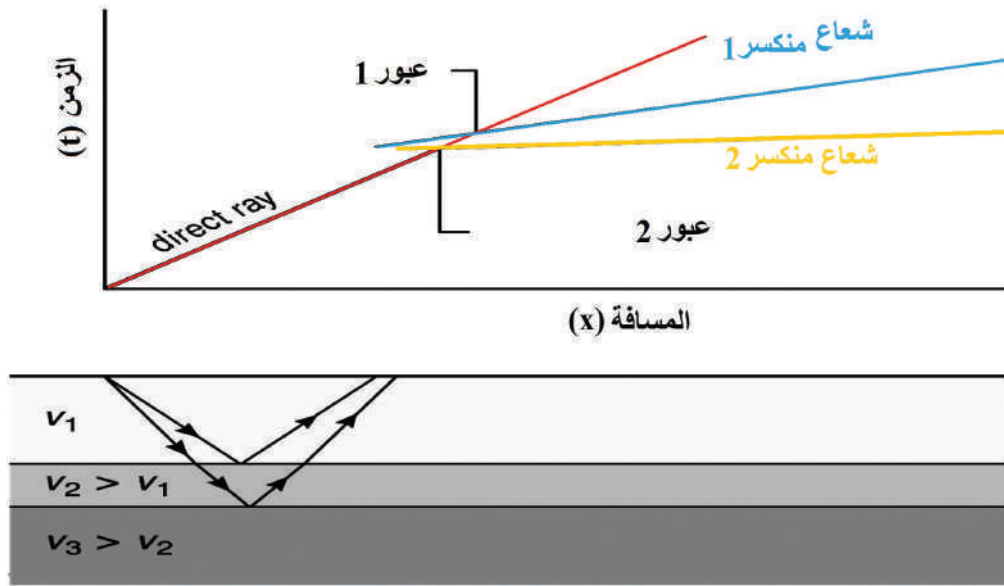
في هذه الحالة سوف تشكل الطبقة الوسطى نطاقاً غير مرئي، أيضاً. يبين (الشكل 47.6) مثلاً لحالة نطاق غير مرئي، تلك التي لا يحدث فيها الانكسار الحرج عند الحد الفاصل بين الطبقة الأولى والطبقة الثانية، لأنه طبقاً لقانون سنل، ينثني الشعاع لمسافة أعمق بدلاً من اتجاهه ناحية السطح الفاصل. عند رسم أزمنة الوصول مقابل الزمن، كما هو مبين بالجزء العلوي لـ (الشكل 48.6)، نجد أن هذه البيانات تظهر طبقتين بسيطتين فقط. إذا تم تفسير عدد الطبقات كما هو مفترض من البيانات، فإن هذا سيزيد في تقدير العمق بشكل ملحوظ للحد الفاصل السفلي، لأن التفسير تم على افتراض أن كل المواد المكونة للطبقة التي فوق هذا السطح الفاصل تحتوي على سرعة أقل (V_1). إن الطريقة الوحيدة للتغلب على هذه المشكلة هي التعرف على خواص الطبقة الثانية بواسطة وسائل مستقلة مثل الحفر.



الشكل 48.6 : مشكلة الطبقة المنخفضة السرعة. إذا كانت سرعة الطبقة أقل من السرعة التي تعلوها، لا يمكن أن يكون هناك انكسار حرج - الأشعة المنكسرة موجودة عازمة نحو الوضع الطبيعي، ولن يكون هناك مقطع منكسر في مخطط (t-x) للطبقة الثانية. العمق للطبقة الثالثة، وسماكة الطبقة الأولى سيكون مبالغاً فيهما **Overestimated**.

مشكلة الطبقة المخفية Hidden Layer

يصعب عادة تحديد الطبقات الرقيقة ذات السمك الصغير، أو التي يكون الفرق في السرعة بينها وبين التي تسفلها قليلاً. في هذه الحالة، يكون حساب العمق للطبقة السفلية أقل من المفترض. يوضح (الشكل 49.6) هذه المشكلة (Burger, 1992). في هذا الشكل نجد أن الطبقة الوسطى ذات السرعة المتوسطة تنتج موجة رئيسة على عكس ما كان يحدث في حالة مشكلة الطبقة منخفضة السرعة. في هذه الحالة يتم تسجيل الموجة الرئيسية للطبقة الأعمق بواسطة الجيوفون قبل أن يكتشف تسجيل الموجة الرئيسية لهذه الطبقة المتوسطة. إن مشكلة الطبقة الخفية هي أكثر شيوعاً من مشكلة الطبقة غير المرئية.



الشكل 49.6: مشكلة الطبقة الخفية. الشعاع المنكسر سيتفوق في النهاية على الشعاع المباشر (عبور على مسافة). قد يتجاوز الشعاع المنكسر الثاني الشعاع المباشر الأول إذا كانت الطبقة الثالثة لها سرعة أكبر بكثير (A) أو أن الطبقة الثانية رقيقة بالنسبة للتي هي أعلى وأسفل منها (B).



7.6.6 تطبيقات الانكسار السيزمي Applications of Seismic Refraction

كان الانكسار السيزمي أول تقنية مستخدمة في التنقيب عن النفط. خلال الفترة من 1920-1960، سمحت طريقة الانكسار باكتشاف القباب الملحية، ورسم خرائط للتراكيب الجيولوجية الكبيرة، واكتشافات حقول النفط. ومع ذلك، منذ ثلاثينات القرن الماضي، أصبح الانعكاس السيزمي هو الأسلوب السائد، واستخدمت طريقة الانكسار لحساب التصحيحات الثابتة.

في الوقت الحاضر، توفر طريقة الانكسار أداة استطلاع سريعة لرسم الخرائط لتحديد تراكيب السرعة القريبة من السطح و/أو التصحيحات الثابتة المرتبطة بها. يتطلب فقط قياس أوقات وصول الموجات الأولى (الموجات المباشرة والمنكسرة) لتوفير نموذج جيولوجي، في حين تتطلب طريقة الانعكاس معالجة كاملة لحقل الموجة المسجل.

يستخدم الانكسار الزلزالي في حل العديد من المشاكل الهندسية والبيئية والجيولوجية، لقدرتها على التغلغل إلى أعماق بعيدة في قشرة الأرض، لتحديد التراكيب الصخرية والسرعة السيزمية، ومنها على سبيل المثال لا الحصر ما يلي :

في الهندسة المدنية: الدراسات الأولية لمواقع البناء، تحديد التراكيب السطحية القريبة، ميكانيكا الصخور (التموج، ونسبة بواسون، وتحديد معامل القص، ومعامل الحجم، ومعامل يونغ)، والبحث عن التجاويف، وتقدير قابلية الأرض للتشقق - التحريات الجيوتقنية.

في الهيدروجيولوجيا: اكتشاف القنوات المنحوتة والمناطق المتصدعة في الصخر، وقياس عمق منسوب المياه، وعمل خرائط طبوغرافية للمياه الجوفية، وتحديد عمق صخر الأساس (تحديد مناطق الكسور في صخر الأساس)، ورسم الخرائط الكنتورية للتراكيب الصخرية، ورسم الخرائط الطباقية، وتحديد مواقع الصرف الصحي.

في حلول المشاكل البيئية: التخلص من مواقع النفايات، وتحديد أعماق مواقع دفن النفايات، وتقييم جودة الصخور ونوعيتها وتحديد مواقع الجيد منها، وتحديد مدى السهولة التي يمكن بها حفر الأرض باستخدام الآلات Rippability، والتنبؤ بإمكانية التموج لأنواع معينة من الصخور.

في الدراسات الجيولوجية العميقة: استكشاف الطاقة الحرارية الأرضية من خلال إنشاء خرائط لسماك القشرة على نطاق إقليمي، لأن التدفق الحراري قد يكون أعلى في المناطق ذات القشرة الرقيقة، حيث يتم تطوير نماذج السرعة في مجال العمق. والآخر هو أن الطبقات السفلية غالباً ما يتم تعريفها بشكل أفضل على بيانات الانكسار الزلزالي، لاسيما في المناطق ذات الأحواض الرسوبية العميقة أو حيث يتداخل البازلت مع الصخور الرسوبية.

في الدراسات التكتونية للقشرة الأرضية: استكشاف عمق وطبيعة انقطاع MOHO (الحد الفاصل بين الجزء السفلي من القشرة والجزء العلوي من الوشاح)، باستخدام مصادر زلزالية اصطناعية، مثل الانفجارات بدلاً من الزلازل. تسمح طريقة الانكسار بتحديد الموجة التي تنتقل في وسيط عالي السرعة (P_n)، وانعكاس بزاوية واسعة ($P_m P$).



8.6.6 توصيات المسح الانكساري

بالنسبة للمسح الانكساري، فإن أفضل ظروف المسح هي: • أن تزداد سرعة الطبقة مع العمق،
• عدد محدود من العلامات، • الميل بسيط أقل من 10 درجات، • الوسط متجانس ومتمائل
الخواص، • تباين محدود في السرعة الجانبية.

يتم اختيار المعاملات السيزمية (الحد الأدنى للتخالف، والمسافة بين التعاقبات، وطول انتشار
المستقبل) من خلال تسجيل ضربات الانكسار في المجال، مع عدد كبير من الآثار التي تغطي نطاقاً
واسعاً من الازاحات.

إن تحليل منحنيات ضربة الانكسار (T-X) يتيح تحديد معاملات التنفيذ لتتبع السطح الكاسر،
والتنبؤ بتعديلات انتشار الانكسار كدالة لعمق الحد الفاصل. يحدد العمق المستهدف الحد الأدنى
من الإزاحة، كما أنه يحدد طول انتشار أجهزة الاستقبال. طريقة الانكسار قابلة للاستخدام فقط،
إذا كانت سرعة الانكسار يمكن تمييزها بوضوح من سرعة الطبقة العلوية. للحصول على قياس
دقيق لسرعة الطبقة الأولى، يمكن تقليل المسافة بين الجيوفونات (بمقدار 1 أو 2 متر) بالقرب
من نقطة الارسال.

للحصول على منحنى (T-X) دقيق، يجب تتبع المنكسر على مدى كبير، بما فيه الكفاية، من
الإزاحات. في الممارسة العملية، مع العمق المستهدف (h)، يجب أن يكون إجمالي طول الانتشار من
3 إلى 5 أضعاف العمق (h). ومع ذلك، إذا كان المنكسر عبارة عن طبقة رقيقة، فلن يتم اكتشاف
جزء المنحنى (T-X) المرتبط به. وبالتالي فإن طريقة الانكسار الزلزالي تكون «عمياء».

هناك مشكلة أخرى تحد من استخدام المسح الزلزالي الانكساري، وهي وجود انعكاسات
السرعة. على سبيل المثال؛ بالنسبة لنموذج من أربع طبقات بتوزيعات سرعة: ($V1 < V2 > V3 < V4$)
لن تظهر طبقة (V3) على منحنى (T-X). ستكون نتيجة هذه الظاهرة المبالغة في تقدير أعماق
الجزء العلوي من الطبقة (V4). في حالة تغيرات السرعة الجانبية، يمكن أن يكون منحنى (TX)
معقداً جداً ويصعب تفسيره. للكشف عن سطح تركيب مدفون، يجب أن تكون نسبة (a / h) بين

حجم وعمق التركيب المدفون بين 2 و 3. يجب وضع خطوط زلزالية لتسهيل تفسير منحنيات (T-X) بقدر الإمكان. يجب أن تكون خطوط الانكسار مستقيمة لتجنب الأخطاء في تفسير منحنيات (T-X). إذا أمكن، يجب أن يوضع انتشار المستقبل على سطح مستو لتجنب التأثيرات الطبوغرافية. وفيما يلي نوجز محاسن وعيوب طريقة الانكسار السيزمي في (الجدول 3.6).

الجدول 3.6: محاسن وعيوب طريقة الانكسار السيزمي

المحاسن	العيوب
يتطلب الانكسار عمومًا عددًا أقل من الرسائل والمستقبلات، وبالتالي، هي رخيصة نسبيًا في الحصول عليها.	تتطلب عمليات رصد الانكسار السيزمي مسافات كبيرة بين المصدر والمستقبل بالنسبة للعمق المطلوب
يتم إجراء القليل من المعالجة على ملاحظات الانكسار، باستثناء عمليات الترشيح المستخدمة في عملية انتقاء أوقات وصول الحركة الأرضية الأولية.	لا يعمل الانكسار الزلزالي إلا إذا زادت السرعة التي تنتشر بها الحركات عبر الأرض مع زيادة العمق.
نظرًا لاستخدام هذا الجزء الصغير من الحركة الأرضية المسجلة، فإن تطوير النماذج والتفسيرات ليس أكثر صعوبة من المسوحات الجيوفيزيائية الأخرى.	يتم تفسير الملاحظات الزلزالية الانكسارية عمومًا من حيث الطبقات. يمكن أن تحتوي هذه الطبقات على ميول وتضاريس
	تستخدم الملاحظات الزلزالية الانكسارية فقط وقت وصول حركة الأرض الأولية على مسافات مختلفة من المصدر (أي تعويضات).
	يتم إنشاء نموذج تحت السطح بمحاولة إعادة إنتاج أوقات الوصول المرصودة.



7.6 طريقة الانعكاس السيزمي Seismic Reflection Method

هناك العديد من التقنيات الجيوفيزيائية ولكن الأكثر استخداماً والأكثر شهرة هو الانعكاس الزلزالي. من المزايا المهمة للانعكاس الزلزالي أنه يمكن معالجة هذه الطريقة للكشف عن تفاصيل التراكيب الجيولوجية على مقاييس تتراوح من بضعة أمتار إلى عدة كيلومترات. يرجع النجاح الرئيس لهذه الطريقة إلى حقيقة أن البيانات الزلزالية الأولية تتم معالجتها لإنتاج أقسام زلزالية من البنية تحت السطحية. يتم إجراء تحليل البيانات الزلزالية في الغالب للتعقب عن البترول ودراسات القشرة الأرضية العميقة. هناك حاجة إلى مصدر سيزمي لتوليد وزيادة انتشار الإشارات الزلزالية عبر طبقات الأرض. تتعكس هذه الإشارات الزلزالية بواسطة الطبقات الموجودة في الأرض ويتم تسجيلها بواسطة أجهزة الاستقبال. يعتمد مدى قوة ونقاء الإشارة المنعكسة على المقاومة الصوتية للطبقات. بعبارة أخرى، يتضمن المسح السيزمي الانعكاسي ثلاثة موضوعات رئيسية، وهي؛ جمع البيانات بواسطة الجيوفونات (على الأرض) أو الهيدروفونات (المسوحات البحرية)، ونقل الإشارة عبر قناة، وتخزين البيانات للمعالجة اللاحقة والتفسير.

تتضمن معالجة البيانات السيزمية الحصول على صور الوقت/العمق من خلال المعالجة الحاسوبية المكثفة للعديد من تسجيلات المرسلات والمستقبلات، وكذلك تصحيحات؛ تغيير الوقت، وفك الانعكاس (إزالة الصدى)، والتردد، والسرعة، وترشيح التماسك، وقمع الأحداث غير الانعكاسية، وتحليل السرعة، وإزالة تأثيرات تعويضات المصدر والمستقبل (تصحيح NMO)، والتجميع («التكديس») لقمع الضوضاء، والترحيل (وضع الأحداث في مواقعها الصحيحة في العمق).

يؤدي تسجيل موجات الانعكاس والانكسار السيزمي عند اللاقط (الجيوفون) إلى تسجيل كامل للموجات الجسمية السيزمية. أحياناً يحدث خلطٌ بين الموجات المسجلة، لأن الموجة المنعكسة ليست هي الموجة الأولى المستقبلية عند الجيوفون، وبالتالي يتطلب الأمر التسجيل الكلي لاستنباط أي الموجات تم استقبالها. تتميز طريقة الانعكاس السيزمي عن الانكسار السيزمي في أنها تستطيع الاختراق لأعماق أكبر، على الرغم من أن المسافة بين نقطة التفجير والجيوفون تكون صغيرة. يتم استخدام طريقة الانعكاس حالياً وبشكل تقليدي في الاستكشاف النفطي، حيث يمكن الحصول

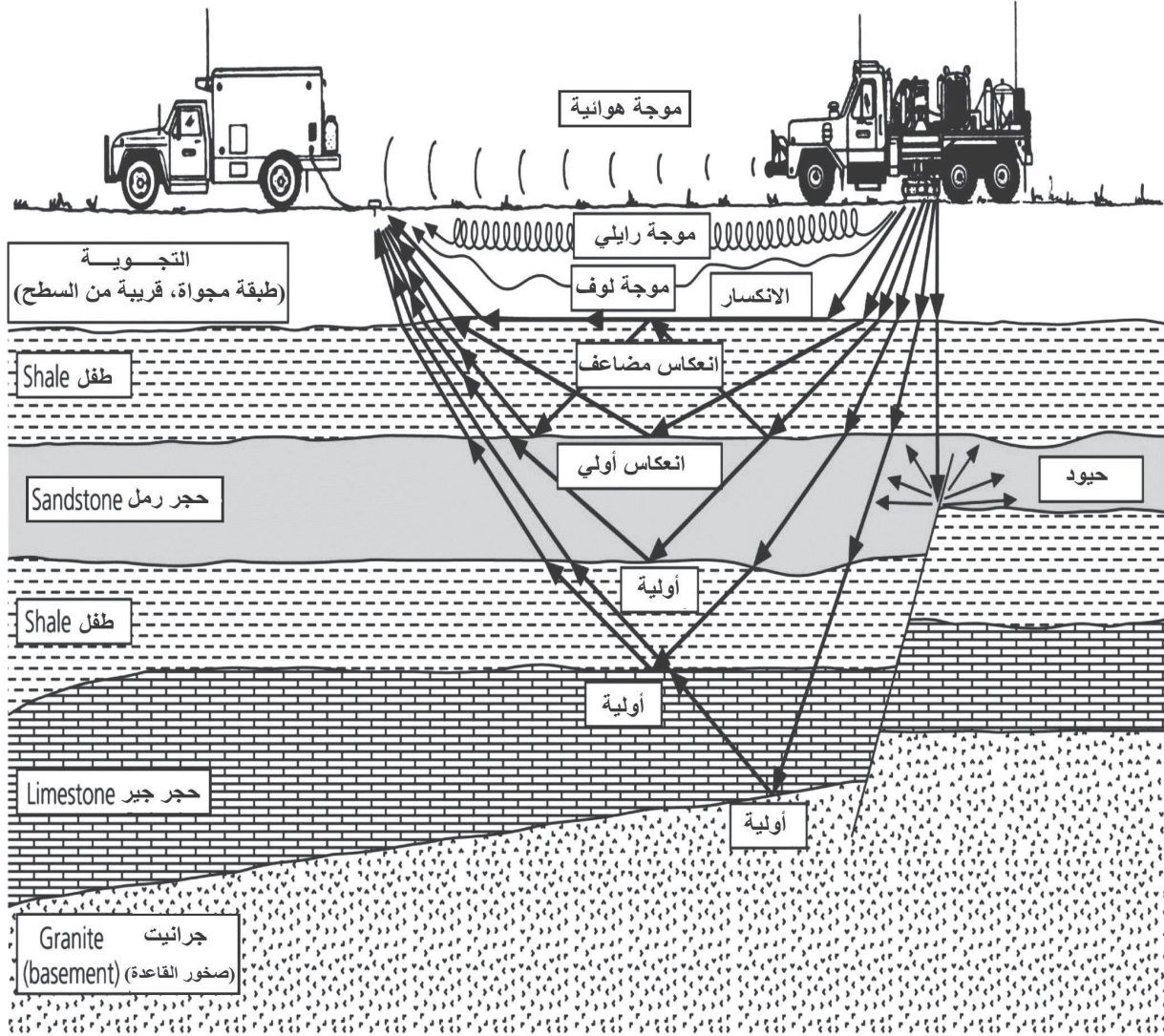
على معلومات لعمق أكبر. مع ذلك يوجد اهتمام زائد لاستخدام هذه الطريقة في المشاكل المتعلقة بالمياه الجوفية والدراسات البيئية والهندسية، لأهداف ذات أعماق متوسطة (< 40 متر).

الأجهزة المستخدمة في الانعكاس السيزمي هي نفسها المستخدمة في الانكسار السيزمي، أي أنه يتم تسجيل كامل لكل إشارة ناتجة من الجيوفون، وبذلك نستطيع الحصول على مجموعة كبيرة من البيانات. هناك اختلاف بين مصادر الطاقة المستخدمة في الانعكاس السيزمي عن تلك المستخدمة في الانكسار السيزمي، وللتغلب على الفقد في الطاقة نتيجة انتشار الموجات السيزمية في الأرض، يتم استخدام مصادر للطاقة السيزمية الانعكاسية والتي تشمل ترددات عالية، وبالتالي يتطلب الأمر جيوفونات ذات تردد عالٍ لتسجيل السيزموجرامات لهذه المصادر. أيضا من أسباب استخدام مصادر ذات ترددات عالية، هو تحسين جودة البيانات للعمق المطلوب، باستخدام موجات ذات طول موجي قصير داخل الأرض. يمثل مدفع التفجير Shot gun أحد مصادر التردد العالي للمسح السيزمي الضحل.

لإنشاء المخطط السيزمي يتطلب الأمر تجميع أثر زلزالي واحد أو أكثر. يمثل تتبع الزلزالي استجابة حقل الموجة المرن للسرعة، وتباين الكثافة عبر واجهات الطبقات (الصخور أو الرواسب)، حيث تنتقل الطاقة من مصدر عبر السطح السفلي إلى عدة مستقبلات. الافتراض السهل الذي يتم إجراؤه هو أن شكل النبضة يظل دون تغير أثناء انتشاره عبر الطبقات. من المهم جداً الإشارة إلى أن زمن المسار هو الفارق الزمني بين الوقت الأولي، والذي يكون عادةً صفراً، ووقت وصول الحدث الزلزالي. هناك حالتان؛ زمن في اتجاه واحد للموجات المباشرة، وزمن في اتجاهين للموجات المنعكسة. عامل مهم آخر، يؤثر على جودة المخطط السيزمي وهو الضوضاء، وهي طاقة غير مرغوب فيها تفسد السجلات الزلزالية. بشكل خاص، في الجيولوجيا والعلوم المماثلة الأخرى، تعتبر الضوضاء الزلزالية هي اهتزاز مستمر للأرض والذي يأتي من العديد من الأسباب. السبب الأكثر شيوعاً هو لفة الأرض Ground roll. بمعنى آخر، الضوضاء الزلزالية هي سلسلة من الإشارات غير المرغوب فيها، يتم تسجيلها بواسطة أجهزة قياس الزلازل. وبالتالي، فإن تقنيات المعالجة المناسبة إلزامية للتعرف على الآثار الزلزالية التي لها مظهر معقد. الغرض والهدف الرئيس هو استقبال إشارة بدون ضوضاء. لهذا السبب، يعتبر الغرض من معالجة هذه البيانات



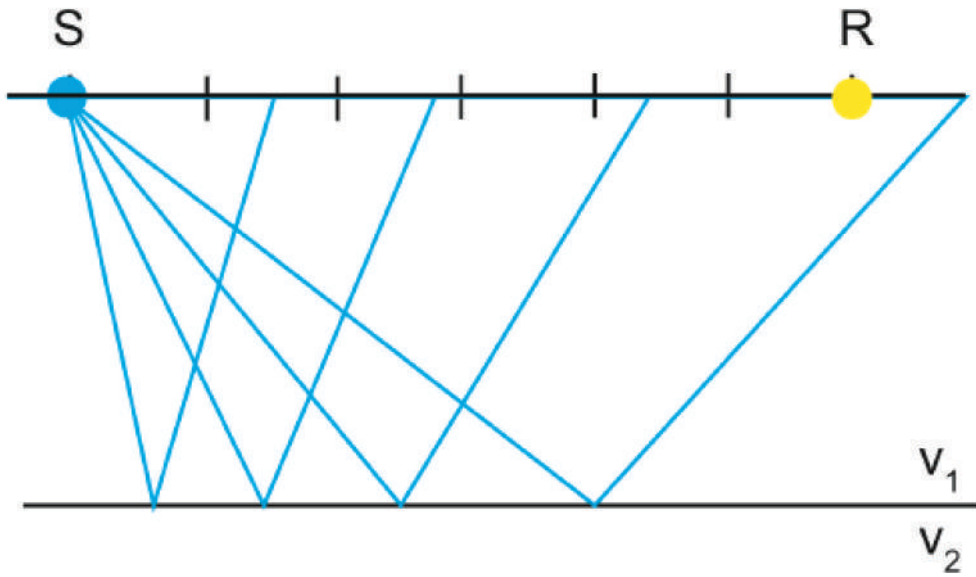
بمثابة عملية يتم من خلالها تخفيف الضوضاء. بعد ذلك، يجب تحديد وإزالة نبضة الإدخال من أجل توفير الانعكاس الذي يصور الطبقات تحت السطحية لاحقاً. يوضح (الشكل 50.6) نموذجاً افتراضياً عند تطبيق تقنية الانعكاس السيزمي الأولي والمتعدد، وأشكال الموجات الأخرى أثناء انعكاسها وانكسارها وحيودها عبر طبقات جيولوجية مختلفة الخصائص والسرع.



الشكل 50.6: نموذج افتراضي عن تطبيق تقنية الانعكاس السيزمي الأولي والمضاعف (المتعدد).

1.7.6 معادلة زمن الانعكاس الموجي عبر حد فاصل أفقي واحد

يبين (الشكل 51.6) رسمًا توضيحيًا لزمن الانتقال للموجة المنعكسة عبر سطح أفقي واحد. إذا كانت هناك طبقات متعددة، فيمكننا تحديد بيانات كل طبقات مثل؛ الارتفاع والسرعة من خلال العمل لأسفل طبقة واحدة في كل مرة. وليس من الضرورة أن تكون $(V_2 > V_1)$ ، كما هو الحال في الانكسار.



الشكل 51.6 : رسم توضيحي للانعكاس السيزمي من مصدر واحد

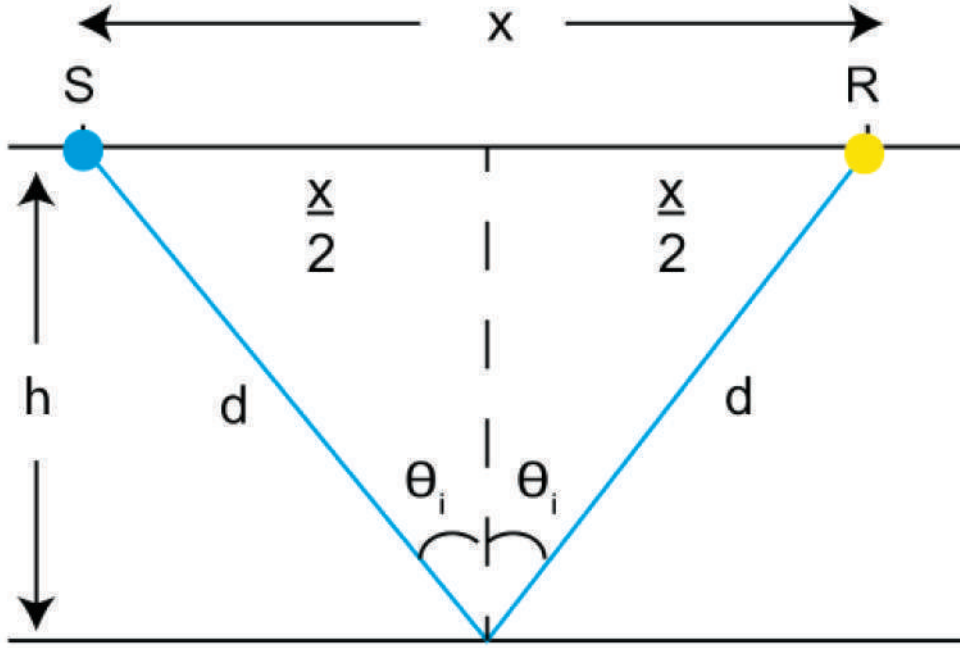
الزمن (t) X السرعة (v) = المسافة المنعكسة (d)

$$t = d / v$$

$$d^2 = (x / 2)^2 + h^2$$

$$d = \sqrt{(x / 2)^2 + h^2}$$





المسافة الإجمالية التي ستقطعها الموجة المنعكسة هي $(2d)$ ، لأن الموجة يجب أن تسقط إلى أسفل، ثم تنعكس إلى المستقبل

$$\text{Time} = \sqrt{x^2 + 4h^2} / V_1$$

لا ينتج عن الاشتقاق الأول للمعادلة السابقة خط مستقيم، وبالتالي لا يمكن تحديد السرعة من خلال رسم العلاقة البسيطة بين المسافة مقابل الزمن. يمثل الشكل الناتج من هذه العلاقة نصف قطع مكافئ Hyperbola. إذا تم وضع الجيوفونات على كلا جانبي نقطة التفجير في هذه الحالة، يتم تسجيل قطع مكافئ كامل. يؤدي شكل هذا القطع المكافئ إلى استنتاج مفهوم يسمى الانتقال الطبيعي (NMO) Normal moveout، والذي يعرف على أنه الفرق في أزمنة سير الموجات المنعكسة من سطح عاكس أفقي نتيجة الاختلاف في المسافة بين المصدر والجيوفون. يمكن تحديد (NMO) من خلال أزمنة السير (t) عند المصدر، والتي عندها المسافة $x = 0$ ، ويرمز لهذا الزمن

بالرمز (t_0) . يتم طرح (t_0) من زمن الانتقال (t_x) للمستقبل عند المسافة (x) . إن التخلص من تأثير الانتقال الطبيعي (NMO) يعتبر واحداً من الأهداف الرئيسية في معالجة بيانات الانعكاس.

ما هو زمن الاعتراض? What is the intercept time?

هو الزمن الذي يقابل المسافة صفر $(X=0)$

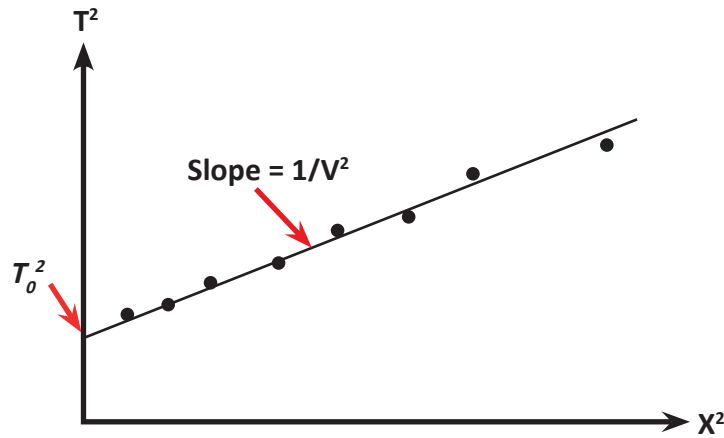
$$t_0 = 2h / V_1$$

يمكن تحديد عمق السطح الفاصل بأخذ مربع المعادلة التالية:

$$t^2 = \frac{x^2 + 4h_1^2}{V_1^2} = \frac{1}{V_1^2} x^2 + \frac{4h_1^2}{V_1^2}$$

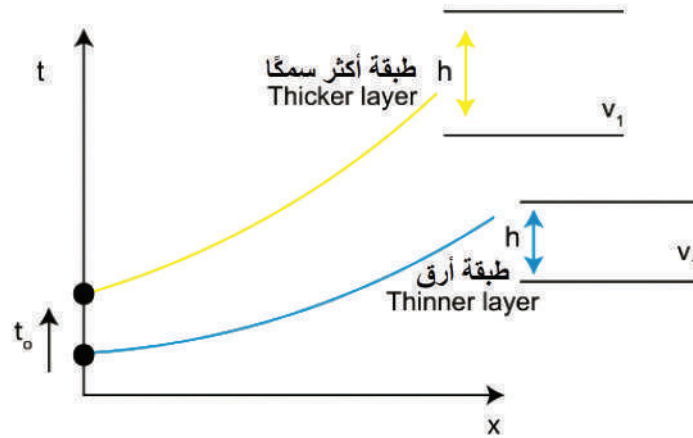
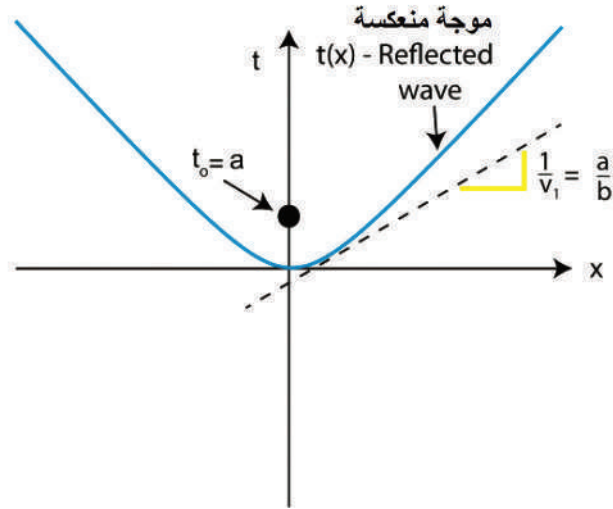
$$t^2 = (x^2 + 4h^2) / V_1^2 = (x^2 / V_1^2) + (4h^2 / V_1^2)$$

في هذه الحالة عند رسم (t^2) مقابل (x^2) سوف ينتج خطاً مستقيماً ميله يساوي $(1 / V_1^2)$ ، يتقاطع مع المحور الرأسي الممثل للزمن عند (t_0) ، كما في (الشكل 52.6). هذا الزمن المعترض يساوي المحور الرأسي الممثل للزمن عند (t_0) (الشكل 53.6).



الشكل 52.6: العلاقة بين مربع المسافة مقابل مربع الزمن





الشكل 53.6: يمثل العلاقة بين المسافة وزمن الانعكاس، وكيف تنتج قطعاً مكافئاً كاملاً Hyperbolic، وزمن

الاعتراض على المحور الرأسي (t_0).

$$t_0^2 = 4 h^2 / V_1^2$$

بأخذ الجذر التربيعي للزمن المقطوع فإن

$$t_0 = 2 h / V_1$$

وبإعادة ترتيب المعادلة بدلالة (h) نحصل على التالي:

$$h = \frac{t_0 V_1}{2}$$

طريقة الحصول على العمق هي أكثر تعقيداً للأسطح المتعددة الأفقية في حالة الانعكاس السيزمي منه في حالة الانكسار السيزمي، ويمكن التعامل مع هذه المشكلة وتعيين الأعماق بواسطة طرق معالجة البيانات، كبديل لطرق الاشتقاق التحليلي.

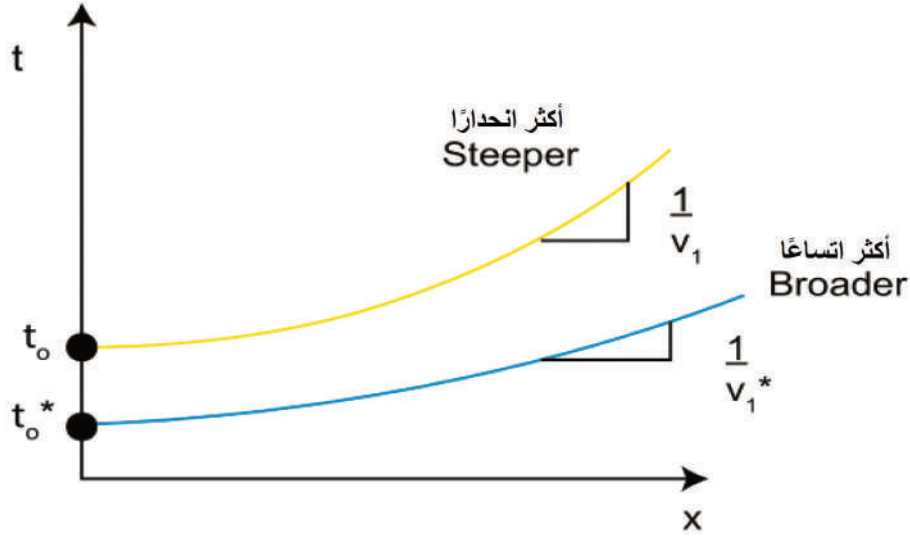
ماذا يحدث إذا كانت هناك طبقتان لهما السماكة نفسها، لكن سرعتاهما مختلفة، كما في الشكل أدناه؟



$$v_1^* > v_1$$

باستخدام $t_0 = 2h / v_1$ ، منحدر القطع الزائد (ab) يمكننا أن نرى أنه مع زيادة (v_1)، سنحصل على منحدر أقل (شكل أوسع)، كما في (الشكلين 54.6 و 55.6).





الشكل 54.6: يوضح أنه مع زيادة السرعة (v_1) نحصل على منحدر أقل (شكل أوسع) والعكس.

$$(V_1^2 t^2) / (4h^2) - (x^2) / (4h^2) = 1$$

هذه معادلة متمائل القطع الزائد Hyperbola حول المحور (t). يتم عرض مخطط وقت المسار لوصول الموجة المباشرة والوافدين المنعكسين في المخطط التالي. في معظم مسوحات الانعكاس الزلزالي، يتم وضع الجيوفون في إزاحات صغيرة مقارنة بعمق العاكس. في ظل هذا الشرط، يمكن اشتقاق صيغة تقريبية عبر:

$$t^2 = (4h^2) / (V_1^2) + (x^2) / (V_1^2)$$

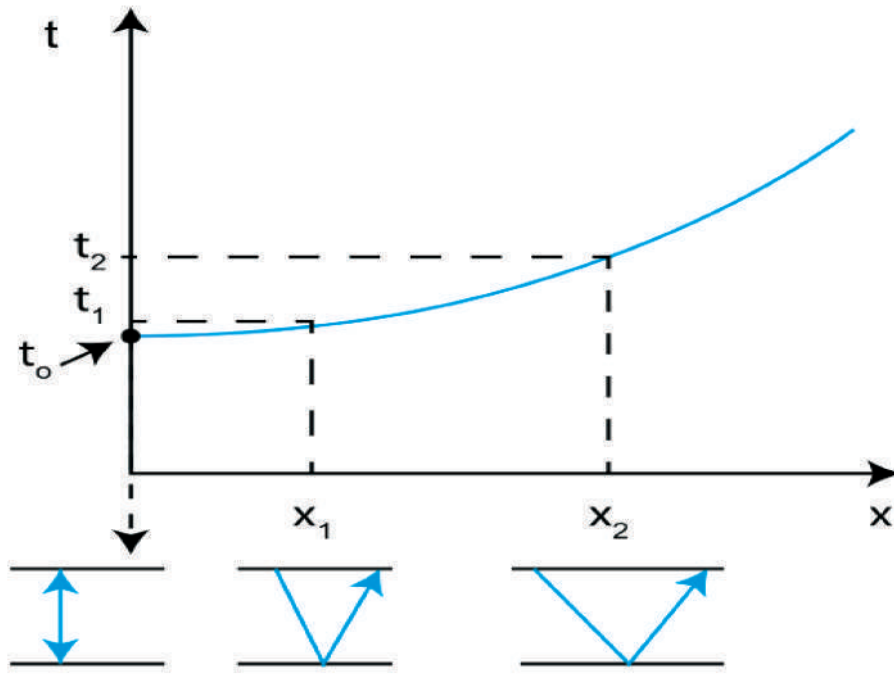
$$2h / V_1 = t_i$$

$$T = t_i [1 + (x / V_1 t_i)^2]^{0.5}$$

نظراً لأن $(x / V_1 t_i) < 1$ ، يمكن توسيع الجذر التربيعي بالتوسيع ذي الحدين، مع الاحتفاظ بالمصطلح الأول فقط في التوسيع. يتم الحصول على الصيغة التالية لوقت المسار:

$$t = t_i [1 + 0.5 (x / V_1 t_i)^2]$$

هذه هي المعادلة الأساس لزمن المسار التي تُستخدم كنقطة انطلاق لتفسير معظم استطلاعات الانعكاس.



الشكل 55.6: حساب زمن التحرك الطبيعي (NMO) عند مسافتين مختلفتين x_1 و x_2



2.7.6 التحرك الطبيعي (NMO) والتحرك المائل (DMO) Dip Moveout

التحرك الطبيعي (NMO) Normal moveout

تصحيح التحرك الطبيعي (NMO) هو دالة للوقت والإزاحة التي يمكن استخدامها في المعالجة الزلزالية للتعويض عن تأثيرات الانتقال الطبيعي، أو التأخير في أوقات وصول الانعكاس عندما يتم تعويض الجيوفونات ونقاط التسديد عن بعضها البعض. الهدف من هذا التصحيح مزدوج؛ الأول، تقدير (NMO) والثاني، إعداد البيانات للتكديس.

• الانتقال العادي أو الطبيعي، $\Delta T_{NMO}(X)$ ، هو الفارق الزمني على القطاع السيزمي بين وقت الانتقال في اتجاهين، $T(X)$ عند الإزاحة ($0 \neq 0$) ووقت الانتقال ثنائي الاتجاه عند الصفر - الإزاحة $(X=0)$ ، T_0 :

$$\Delta T_{NMO}(X) = T(X) - T_0 \quad (1)$$

• في حالة وجود طبقة أفقية مفردة ذات سرعة ثابتة، يكون منحنى (T-X) عبارة عن قطع زائد Hyperbola يتم تحديده من خلال:

$$T^2(X) = T_0^2 + X^2 / V^2 \quad (2)$$

حيث (V) هي سرعة الطبقة.

يمكن إثبات أن (NMO) في هذه الحالة، يتم تقديمها من خلال:

$$\Delta T_{NMO}(X) \approx X^2 / (2T_0 V^2) \quad (3a)$$

توفر المعادلة أعلاه نتائج أفضل عندما تكون الإزاحات صغيرة أو عندما يعطي ناتج الحد الأقصى للإزاحة فوق عمق العاكس قيماً ($2 >$). بناءً على المعادلة أعلاه، يزداد تصحيح (NMO) عند زيادة الإزاحة. من ناحية أخرى، عندما يزداد العمق والسرعة، ينخفض تصحيح (NMO). بالإضافة إلى ذلك، عندما تكون الإزاحة تساوي صفراً، فإن وقت المسار الموجي ثنائي الاتجاه (t_0) تساوي تقريباً $t_{NMO}(X)$ ، وهو ما يساوي الفرق في وقت الانتقال ثنائي الاتجاه $t(X)$ ، عندما تكون

الإزاحة (X) ليست صفراً مطروحاً منها $\Delta t_{NMO}(X)$. تعطي المعادلة تصحيح (NMO).

لتصحيح (NMO)، يتم طرح $\Delta T_{NMO}(X)$ من $T(X)$ بحيث يكون وقت الانتقال في اتجاهين عند الإزاحة (X) بعد تصحيح $T_{NMO}(X)$ ، (NMO) يساوي تقريباً (T_0) :

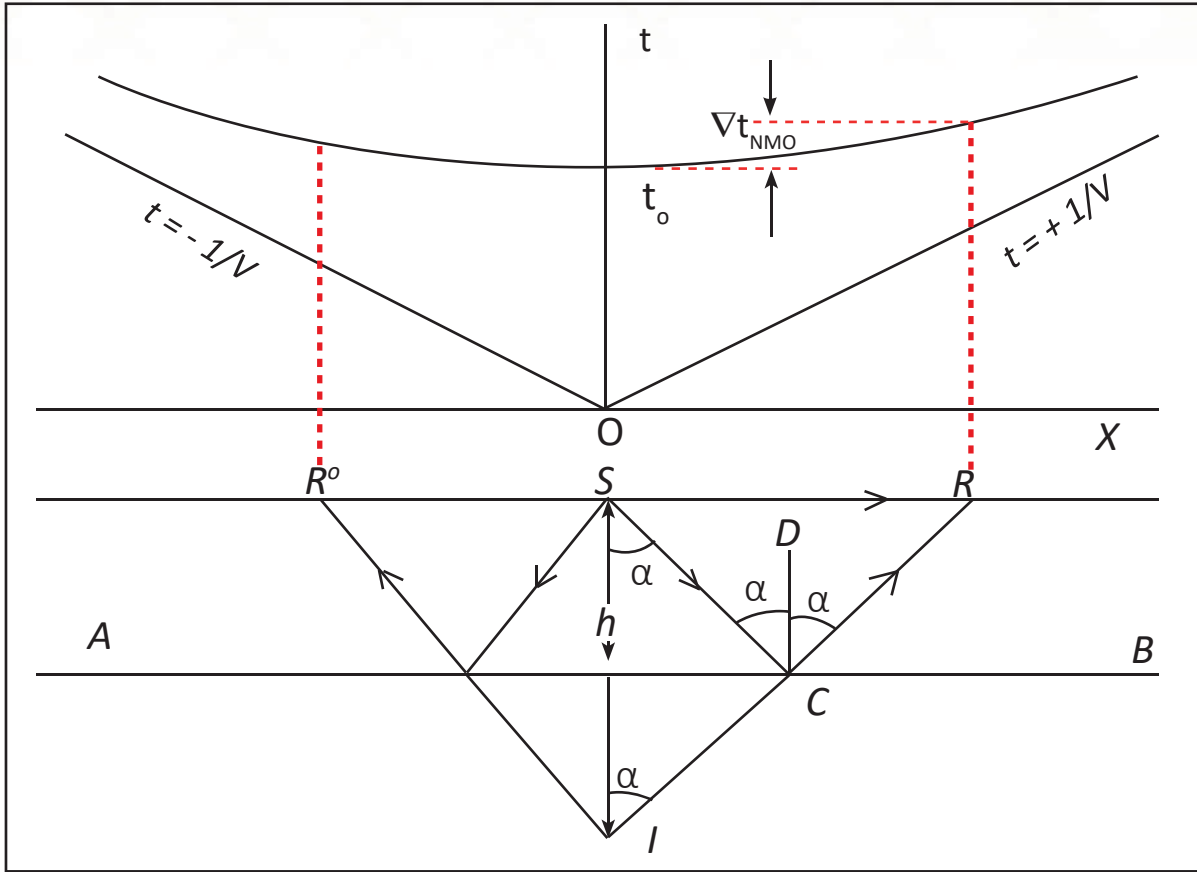
$$T_{NMO}(X) = T(X) - \Delta T_{NMO}(X) \approx T(X) - X^2 / (2T_0 V^2) \approx T_0 \quad (3b)$$

تشير المعادلة (3a) إلى أن $\Delta T_{NMO}(X)$ تزداد مع الإزاحة، وتتناقص مع العمق (Z أو T_0) والسرعة.

من المعادلة (3b) يمكن رؤية أنه:

- إذا تم استخدام سرعة (NMO) الصحيحة لتصحيح (NMO)، فسيتم محاذاة الحدث أفقياً عند $T = T_0$.
- إذا تم استخدام سرعة أعلى لتصحيح (NMO)، فسيتم تصحيح الحدث بشكل غير صحيح (أي مقعر لأسفل).
- إذا تم استخدام سرعة أقل لتصحيح (NMO) فسيتم تصحيح الحدث بشكل مفرط (أي التفرع لأعلى).





الشكل 56.6 : تصحيح زمن التحرك الطبيعي (NMO)

ينتج عن استخدام تعبير وقت الانتقال الصغير للإزاحة لـ $(x_2$ و x_1) ما يلي:

$$\Delta t = (x_2^2 - x_1^2) / (2V_1^2 t_i)$$

$$V_1 = x / (2t_i \Delta t_{nmo})^{0.5}$$

$$h = V_1 t_i / 2$$

بالنسبة لإزاحة معينة، ينخفض (NMO) مع زيادة عمق العاكس و/أو مع زيادة السرعة.

في وسط يتكون من طبقات، فإن السرعة التي يتم الحصول عليها من (NMO) لسطح عاكس عميق، هي متوسط سرعات الطبقات المتداخلة.

عند وجود عدة طبقات أفقية ذات سرعة ثابتة، فإن منحني المسافة الزمنية لن يكون قطعاً زائداً. لهذا السبب، يجب اختيار أفضل العمليات الممكنة لتقريب القطع الزائد. كلما كانت الإزاحة أصغر كلما كان التقريب أفضل. بناءً على ذلك، يتم استبدال جميع الطبقات بطبقة واحدة، وهي الأقرب إلى منحني القطع الزائد. سيظهر منحني المسافة الزمنية هذا بمتوسط سرعة (NMO) لجميع الطبقات. لكل طبقة مائلة، فإنها تثبت أنه كلما زادت زاوية الميل زادت سرعة (NMO). من ناحية أخرى، فإن سرعة (NMO) صغيرة جداً أو لا تكاد تُذكر. يمكن استخدام المعادلة أعلاه للحالة الثانية، أما في الحالة الأولى فيلزم إجراء عملية التحرك المائل (Dip Moveout (DMO).

التحرك المائل (Dip Moveout (DMO

تصحيح التحرك المائل (Dip Moveout (DMO هو في الواقع امتداد لتصحيح (NMO) عند وجود الميل. في وجود طبقات أفقية فقط، يعمل (NMO) على تصحيح تأثير الإزاحة، وتحويل كل قسم الإزاحة الثابتة إلى قسم الإزاحة الصفيرية. أما تصحيح (DMO) فيمكن فهمه على أنه القيام بالشيء نفسه تماماً، ليس فقط للأحداث الأفقية، ولكن أيضاً لأحداث الانخفاض. (DMO) هي خطوة معالجة وسيطة تحاول وضع الانخفاضات المتعارضة في موقع الإزاحة الصفيرية الصحيح، بحيث بعد (NMO)، لن يؤدي تكديس (CMP) إلى تخفيف أحداث العبور.

يمكن تحديد ميل الطبقة باستخدام الاختلاف في الانتقال العادي للخارج من لاقطين اثنين على جانبي المصدر. إذا كان الحد الفاصل مائلاً كما هو موضح في الشكل أدناه، يتم تغيير أزمنة المسار إلى الأعلى والأسفل بمقدار يعتمد على زاوية الانحدار (θ). لا يزال مخطط المسافة الزمنية عبارة عن قطع زائد Hyperbola، ولكن محور التناظر يتم إزاحته لأعلى بمقدار $2h \sin\theta$. (يظهر بالخط المتقطع في الشكل، لاحظ أيضاً أن العمق لا يزال هو المسافة العمودية من الحد الفاصل إلى نقطة الإرسال)، ويصبح التوسيع ذو الحدين لزمان المسار للازاحات الصغيرة (الشكل 57.6):

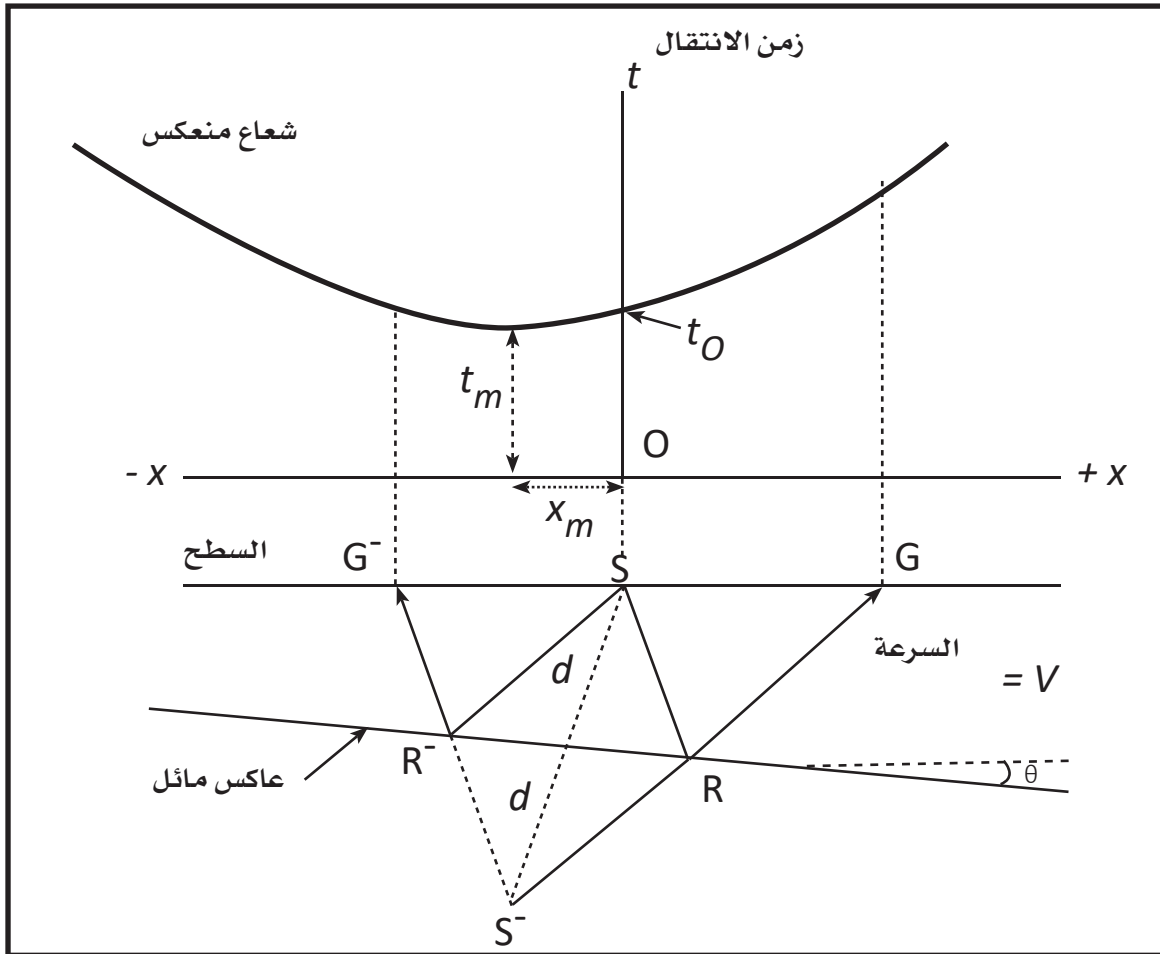


$$t = t_i \left[1 + \frac{(x^2 + 4 x h \sin \theta)}{(2V^2 t_i^2)} \right]$$

بالنسبة للجيوفونات التي تعوض المسافة (x) الانخفاض لأعلى أو لأسفل، يتم تعريف التحرك المائل Dip moveout على النحو التالي:

$$\text{Dip moveout} = \Delta t_d = t_{+x} - t_{-x} = 2 x \sin \theta / V$$

من الواضح أن هناك مشكلة مهمة في فصل بيانات الانعكاس السيزمي عن الموجات الأخرى التي تصل إلى الجيوفون. في الحقيقة، هناك ما يُسمى بالنافذة المثلى (Optimum window). والتي يمكن تمييز بيانات الموجات المنعكسة عندها عن الموجات الأخرى، أي يمكن عندها رؤية وتتبع أثر الموجات المنعكسة أكثر وضوحاً. العامل الآخر والأكثر تعقيداً في الانعكاس السيزمي هو وصول انعكاسات متعددة من سطح عاكس. هنا يأتي دور النافذة المثلى، والتي من خلالها يعتمد الاختيار على عمق السطح العاكس، ومواقع مصادر الموجات والجيوفونات.



الشكل 57.6 : العلاقة بين المسافة مقابل الزمن عند سطح مائل



3.7.6 أنواع السرعة السيزمية Types of Seismic Velocities

هناك عدة عوامل تؤثر على تقديرات السرعة السيزمية، وهي: • عمق العاكسات • التحرك خارج الانعكاس • طول الانتشار • نسبة S/N • التصحيحات الثابتة • تراجع العاكس • عدد الآثار • التفسير • والعديد من مراحل المعالجة مثل؛ تصحيح التحرك الطبيعي (NMO)، والتكديس وتحديد السرعة أو الترحيل. يعتبر تحليل السرعة مهماً جداً في هذا الاتجاه ويحدد السرعات الزلزالية للطبقات الموجودة في باطن الأرض. كل مرحلة من مراحل المعالجة لها أنواع مختلفة من السرعات الزلزالية وطرق مختلفة للتحليل. على سبيل المثال، يمكن الحصول على سرعات التكديس من خلال تحليل سرعة نقطة المنتصف المشتركة (CMP). ومع ذلك، هناك أيضاً طرق أخرى لحساب السرعة. وبشكل أكثر تحديداً، يمكن حساب سرعة التكديس باستخدام تقنية طيف السرعة. بمعنى آخر، يُعد تحليل السرعة طريقة مهمة جداً.

يمكن تقسيم السرعة في حالة الانعكاس السيزمي إلى عدة أنواع:

سرعة الفترة Interval Velocity: وهي عادةً تمثل سرعة الموجة (P) لطبقة معينة أو لطبقات صخرية، وتُحسب عادةً من السجلات الصوتية أو من التغير في سرعة التكديس Stacking بين الأحداث الزلزالية في نقطة المنتصف المشتركة (CMP).

السرعة المتوسطة Average velocity: وهي السرعة الناتجة من خارج قسمة العمق على وقت الانتقال أحادي الاتجاه.

سرعة جذر متوسط التربيع Root-Mean-Square Velocity

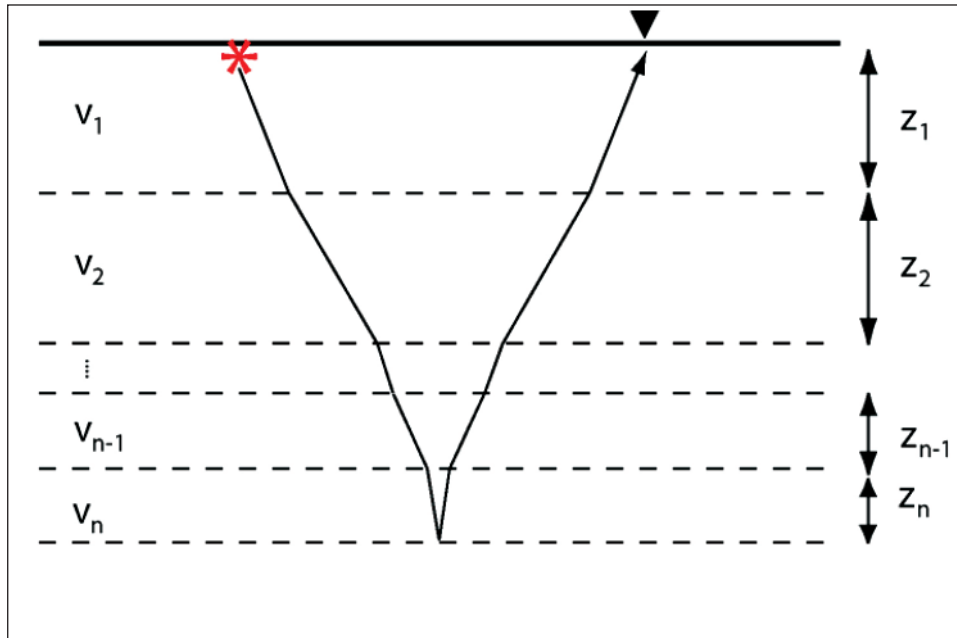
تمثل قيمة الجذر التربيعي لمجموع مربعات قيم السرعة مقسومة على عدد القيم، ويرمز إليها بالرمز (v_{rms}) . سرعة جذر متوسط التربيع هي سرعة موجة عبر طبقات تحت سطحية، ذات سرعة فترة Interval velocity مختلفة على طول مسار شعاع معين، وعادة ما تكون بنسب مئوية من متوسط السرعة Average velocity. وهي تساوي سرعة التكديس وسرعة الجذر التربيعي عند اقتراب إزاحة المصدر والمستقبل من الصفر، وتكون الطبقات أفقية ومتجانسة.

سرعة التكديس Stacking Velocity

العلاقة بين المسافة والوقت محددة من تحليل قياسات التحرك الطبيعي (NMO) من نقاط العمق المشتركة (CDP) والتي تجمع البيانات الزلزالية. تُستخدم سرعة التكديس لتصحيح أوقات وصول الأحداث في تتبعات إزاحاتها المتغيرة قبل جمع أو تكديس Stacking الأثار لتحسين نسبة الإشارة إلى الضوضاء للبيانات.

معادلة Dix Formula

سميت هذه المعادلة على اسم الجيوفيزيائي الأمريكي Dix (1905 - 1984). وهي تستخدم لحساب سرعة الفترة Interval velocity ضمن سلسلة من الطبقات المسطحة المتوازية، وفيما يلي العلاقة بين هذه السرعة من خلال نموذج متعدد الطبقات، على اعتبار نموذج أرضي متعدد الطبقات، كما هو موضح أدناه. الطبقة (i^{th}) لها سماكة (Z_i)، وسرعة (V_i). ينتقل الشعاع عبر الطبقات من (1 إلى n)، وينكسر عند كل حد فاصل. ثم ينعكس من الحد الفاصل ب (n^{th}). تقضي الموجة الزلزالية وقتاً (T_i) في الطبقة (i^{th}).



العلاقة بين السرعات المختلفة من خلال نموذج أرضي متعدد الطبقات



سرعة الفترة Interval velocity: هي السرعة الفاعلة في طبقة معينة، ويتم تعريفها على أنها

$$V_j = Z_j / t_i$$

بالنسبة لمسار الشعاع بأكمله، يمكننا تحديد متوسط السرعة Average velocity \bar{V} :

$$V_{avr} = \sum Z_j / \sum t_i = \sum V_i t_i / \sum t_i$$

هناك طريقة أخرى لحساب متوسط السرعة، وهي باستخدام متوسط الجذر التربيعي Root-mean-square. يتم تعريف هذا على أنه:

$$V_{rms, n} = \sqrt{\sum_{i=1}^n (V_i^2 t_i) / \sum_{i=1}^n (t_i)}$$

ونحتاجها لحساب سرع الفترة Interval velocities كالتالي. في حالة $n=2$

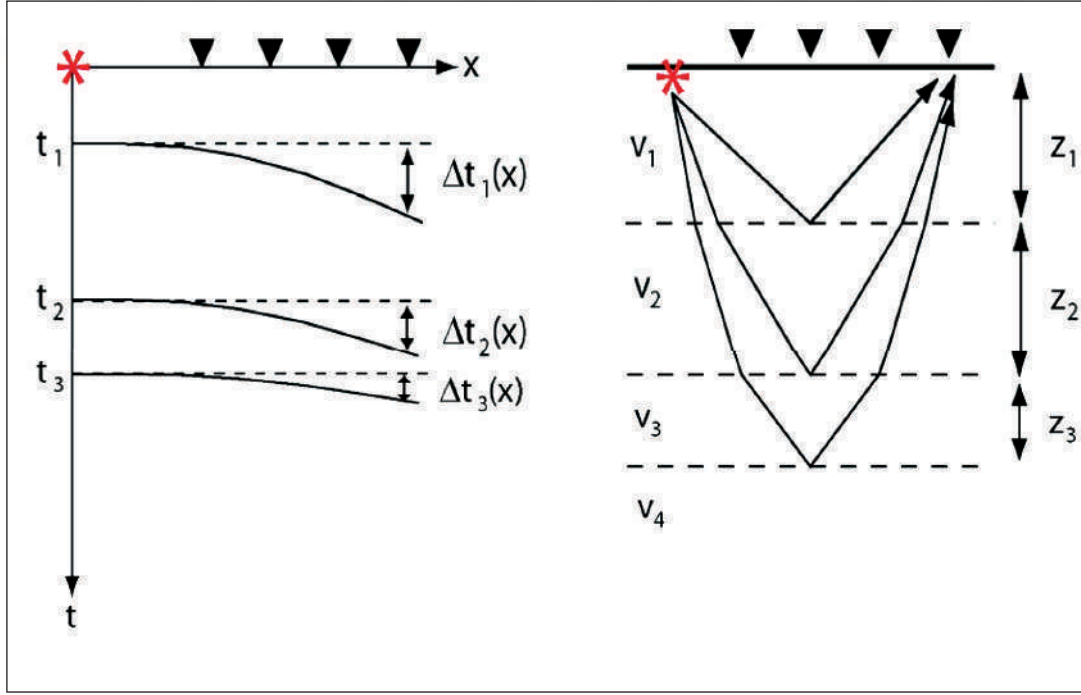
$$V_{rms, 2} = \sqrt{V_1^2 t_1 + V_2^2 t_2} / \sqrt{t_1 + t_2}$$

التحرك الطبيعي للطبقات المتعددة ومعادلة ديكس Dix

لتحديد عمق الحد الفاصل وسرعات الفترة الزمنية Interval velocities، نحتاج إلى أكثر من مجرد زمن مسار في السقوط العمودي، ويجب استخدام مخطط (NMO) مقابل الإزاحة (x). عندما تتحرك الإشارات الزلزالية بالقرب من الاتجاه العمودي، يمكن أن تظهر أن الحركة العادية (NMO) للانعكاس (n^{th}) هي:

$$\Delta t = t - t_n = x^2 / 2t_n V_{rms, 2}^2$$

هذا المعادلة مشابه جداً لمعادلة (NMO) فوق حد فاصل واحد. التغير الوحيد هو أن سرعة الفترة (v_1) Interval velocity قد تم استبدالها بـ (rms). السرعة (أي متوسط السرعة نزولاً إلى العاكس (n^{th}). يمكن إظهار سرعة الجذر التربيعي، وإعطاء المتوسط الصحيح في هذا السياق (الشكل 58.6).



الشكل 58.6: مخطط سيزمي من ثلاثة انعكاسات لقياس أزمنة المسار الصفريّة (t_1 ، t_2 ، t_3) zero-offset

و حساب سرع الـ (rms) من التحرك العادي (NMO).

عند اعتبار مخطط سيزمي مع ثلاثة انعكاسات. بالنسبة لكل انعكاس، يمكن قياس أزمنة المسار الصفريّة (t_1 ، t_2 ، t_3) Zero-offset. بعد ذلك يتم حساب سرع الـ (rms) من التحرك العادي (NMO). فإذا كان الجيوفون الرابع على مسافة (x) فإن قيمة الـ (NMO) عند المسافة (x) هذه هي (Δ_{t_1} و Δ_{t_2} و Δ_{t_3}). من قيم (NMO) هذه، يمكن حساب متوسط السرعات (rms).

$$NMO = \Delta t_1(x) = t(x) - t_1 = x^2 / 2t_1 V_{rms,1}^2$$

بإعادة ترتيب هذه المعادلة نحصل على :

$$V_{rms,1} = \sqrt{x^2 / 2t_1 \Delta t_1(x)}$$



وللانعكاسات الأخرى يظهر لنا أن:

$$V_{rms,2} = \sqrt{X^2 / 2 t_2 \Delta t_2 (x)}$$

و

$$V_{rms,3} = \sqrt{X^2 / 2 t_3 \Delta t_3 (x)}$$

وهذا أمكن الحصول عليه بمعادلة Dix التي تنص على

$$V_3 = [(V_{rms,3}^2 t_3 - V_{rms,2}^2 t_2) / (t_3 - t_2)]^{0.5}$$

$$V_n = [(V_{rms,n}^2 t_n - V_{rms,n-1}^2 t_{n-1}) / (t_n - t_{n-1})]^{0.5}$$

Recursion equation بينما يبدو هذا معقدًا، إلا أنه في الحقيقة هو معادلة عودية بسيطة. هذا يعني أنه إذا عُرِفَت السرعة في طبقة واحدة فإن المعادلة تعطي السرعة في الطبقة التي تحتها. لبدء هذه العملية، يُبدأ من السطح. بالنسبة للانعكاس الأول، تنتقل الإشارة الزلزالية فقط في الطبقة الأولى. وبالتالي $V_1 = V_{rms,1}$.

عموما السرعة المتوسطة (V_{avg}) هي أصغر من أو تساوي سرعة جذر متوسط التربيع (V_{rms}). و سرعة جذر متوسط التربيع (V_{rms}) هي أصغر من أو تساوي سرعة التكديس (V_{st}).

الآن ($V_{rms,2}$) تمثل السرعة المتوسطة للطبقتين (1 و 2). وهكذا، لإيجاد (V_2) يمكننا استخدام معادلة Dix مع ($n = 2$)

$$V_2 = [(V_{rms,2}^2 t_2 - V_{rms,1}^2 t_1) / (t_2 - t_1)]^{0.5}$$

يمكن بعد ذلك تكرار هذه العمليات عدة مرات حسب الضرورة. للطبقة التالية التي بالأسفل

يمكننا التعبير عنها بالعلاقة

$$V_3 = [(V_{rms,3}^2 t_3 - V_{rms,2}^2 t_2) / (t_3 - t_2)]^{0.5}$$

متوسط السرعة V_{AVG}	العمق	الوقت	سرعة جذر متوسط التربيع V_{RMS}
5000	500	.200	5000
6818	2500	.733	6908
9578	7500	1.566	9946
10845	10000	1.844	11526

الشكل 59.6: مثال لحساب العلاقة بين سرعتي الـ (V_{RMS}) و (V_{avg}). يلاحظ ان قيم الـ (RMS) أعلى



4.7.6 طريقة الفرز المشترك لنقطة المنتصف (CMP)

الهدف الرئيس من المسح السيزمي هو تحديد العمق للحد أو السطح العاكس، وتحديد اتجاه ميله. هذا يؤدي إلى أن يكون ترتيب وانتشار الجيوفونات منقسمًا إلى جزأين، بحيث تقع نقطة التفجير في المنتصف بين الجيوفونات الموضوعة على خط واحد. بداية يتم نشر سلك الجيوفونات ليتم البدء في التسجيل من خلال نقطة التفجير. من خلال هذه الخطوة، يمكن إيجاد سرعة الطبقة العليا باستخدام زمن وصول الموجات، وأيضا يمكن تحديد النافذة المثلى الضرورية في الانعكاس السيزمي. توجد طريقتان لترتيب وضع مصدر نقطة التفجير والجيوفونات. هاتان الطريقتان هما الأكثر شيوعًا في تجميع بيانات الانعكاس السيزمي:

طريقة التعديل المثلى (Optimum-offset): في هذه الطريقة كل زوج مكون من جيوفون ومصدر يتضمن المسافة نفسها، وبالتالي لا وجود هناك لظاهرة (NMO). يتم وضع نتائج الرسم الأتوماتيكي لكل جيوفون في صف ليتم تمثيلهم جميعًا على هيئة سيزموجرام.

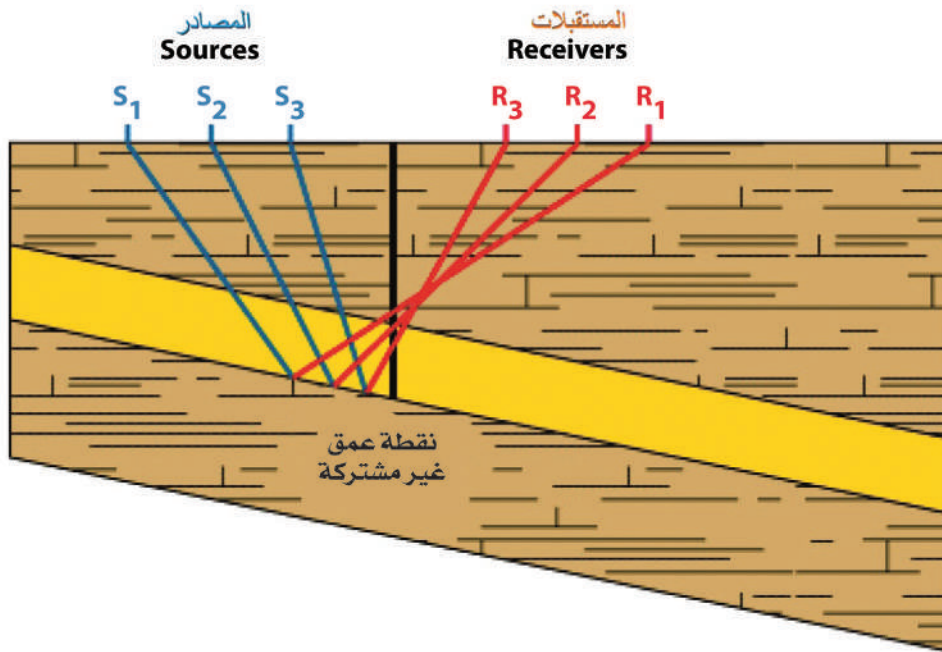
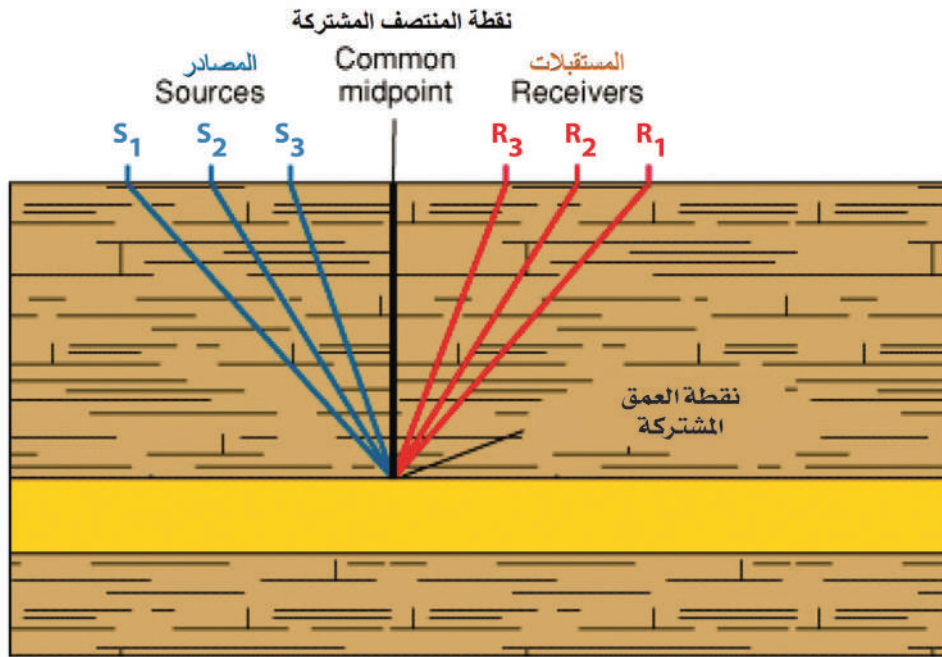
الهدف الأساس من طريقة الفرز المشترك لنقطة المنتصف (CMP) أو نقطة العمق المشترك (CDP)، هو تسجيل القراءة لنفس النقطة تحت سطحية مرات عديدة، باستخدام مسافات مختلفة بين المصدر والجيوفون. يصحح كل مرسم ناتج من ظاهرة (NMO)، وهذا يتطلب تسجيل بيانات المرسم أثناء العمل الحقل في صورة رقمية. حينئذ يتم تجميع كل المعلومات الناتجة من تسجيل كل موقع معًا. إذا تم الحفاظ على المسافة نفسها بين نقاط التفجير والجيوفونات، فإنه في هذه الحالة يمكن تجميع العديد من التسجيلات لإعداد مرسم سيزمي للموقع. في العادة، لا يقل هذا التسجيل عن ستة تسجيلات. إن استخدام طريقة (CDP) أصبح في ازدياد مستمر، نتيجة القدرة والتطور الهائل لأجهزة الحاسب النقال، حيث يتم تسجيل وتخزين الشكل الموجي بشكل منفرد، ويتم تصحيحهما من ظاهرة (NMO)، وتجميعهما معًا ليعطيا مقطعًا سيزميًا متكاملًا (الشكل 60.6).

نقطة العمق المشتركة (CDP) أو نقطة المنتصف المشتركة (CMP) أو نقاط الانعكاس المشتركة (CRP) هي طرق الفرز المستخدمة في طريقة الانعكاس الزلزالي. في هذه الطرق، يتم استخدام العديد من أزواج المصدر - المستقبل المختلفة من أجل النقاط أكبر عدد ممكن من النقاط في

باطن الأرض لأكثر من مرة عبر الانعكاس. كل الآثار التي تنعكس من نقطة المنتصف نفسها تولد تجمعاً مشتركاً لنقطة المنتصف. علاوة على ذلك، فإن العدد الإجمالي لكل هذه الآثار في التجمع يمثل التجمع. أُنشئت مخططات التكديس Stacking للحاجة إليها في فرز الآثار ما بين وضع تجميع المستقبل، ووضع إزاحة نقطة المنتصف المشتركة. تتكون هذه المخططات من محورين، المحور السيني الأفقي (موقع الجيوفون) والمحور الصادي (موقع المصدر).

يُعد تسجيل نقطة العمق المشتركة (CDP) طريقة رئيسة في الاستكشاف الزلزالي في الوقت الحاضر، سواء كان النوع الخطي العادي ثنائي الأبعاد، أو كان التسجيل ثلاثي الأبعاد. ومع ذلك، لفهم هذا المفهوم بشكل كامل، من الضروري الرجوع إلى تاريخ الاستكشاف الزلزالي فيما يتعلق بشكل رئيس، بهندسة انتشار التسجيل، وتأثيره على معالجة البيانات المسجلة وتفسيرها.





الشكل 60.6: تمثيل تخطيطي لـ (CMP) و (CDP). نقطة العمق المشتركة هي نقطة المنتصف في انتقال الموجة من المصدر إلى جهاز استقبال، عبر عاكس مسطح (أعلى)، وعاكس مائل (أسفل).

طبقا لترتيب المرسل (المصدر) والمستقبل (الجيوفون) يمكن استنتاج خمسة اشكال من التجميع Gathers. (الشكل 61.6)

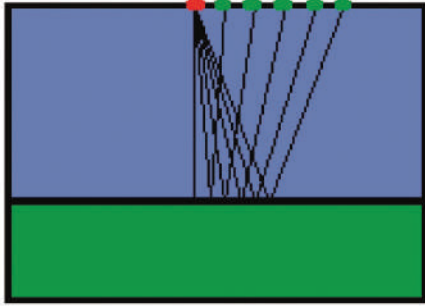
1. جمع المرسلات المشتركة (مرسل واحد بعدة مستقبلات) (CSG)
2. مستقبل واحد بعدة مرسلات، (CRG)
3. جمع نقطة المنتصف المشتركة (جمع CMP، تجميع CDP)، عدد المرسلات مساو لعدد المستقبلات، وتلتقي عند عمق واحد.
4. قسم التعويض المشترك (قسم التعويض الثابت)، المسافة بين المرسل والمستقبلات ثابت (COS)
5. قسم المكس (CMP) (قسم الإزاحة الصفرية).

الفكرة العامة لهذه الطريقة هي الحصول على سلسلة من الآثار التي تنعكس من نقطة المنتصف المشتركة تحت السطحية نفسها). تظهر نقاط المصدر باللون الأحمر، ونقاط الاستقبال باللون الأخضر، ثم يتم جمع الآثار المكسدة) بحيث تكون نسبة الإشارة إلى الضوضاء أعلى من نتائج المكس أحادي الطية. يتم تحديد طية المكس من خلال عدد التتبع في التجميع.



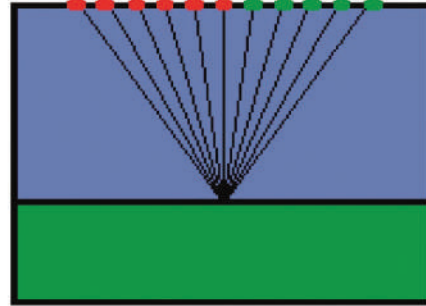
GATHER TYPES

a) جمع المرسل المشترك
common shot gather

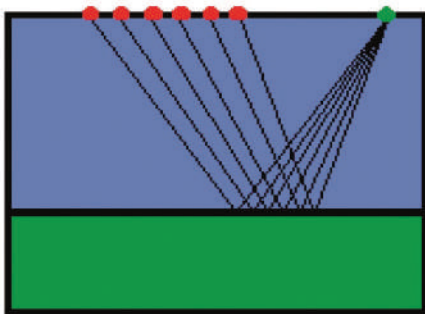


جمع الأنواع المشتركة

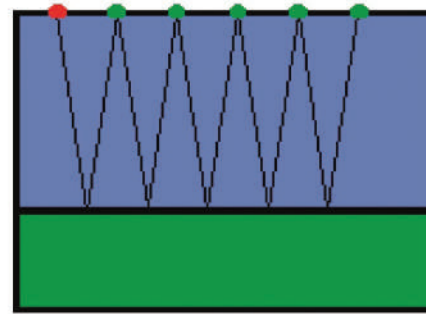
b) جمع نقطة المنتصف المشتركة
common midpoint gather



c) جمع مستقبل بعدة مرسلات
common receiver gather



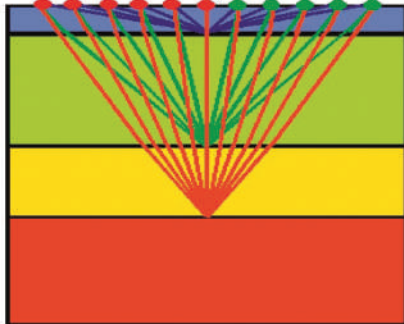
d) جمع الإزاحة المشتركة
common offset gather



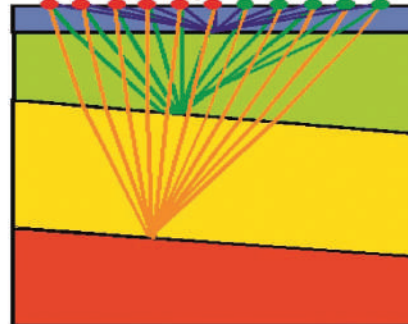
طبقات متعددة وتأثيرات الميل

MULTIPLE LAYERS AND EFFECTS OF DIP

a) طبقات أفقية متعددة
Horizontal Layers



b) طبقات مائلة متعددة
Inclined Layers



الشكل 61.6 : عرض تخطيطي لنقاط التجميع على سطح عاكس أفقي واحد (الأشكال الأربعة العلوية) وأسطح أفقية ومائلة (الشكلان في الأسفل) من خلال ترتيب المرسل والمستقبل.

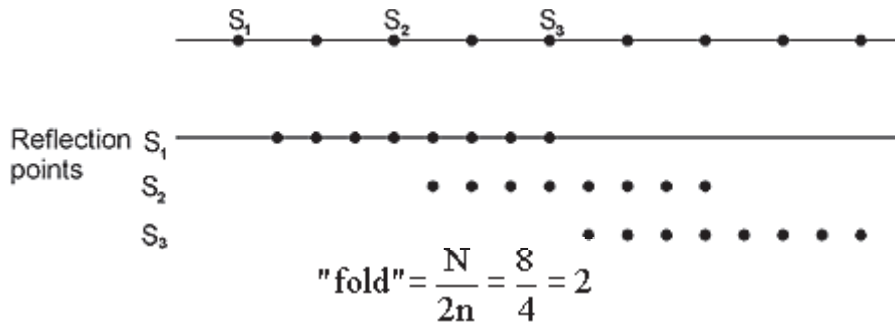
الطي في الانعكاس السيزمي "Fold"

يشير الطي إلى عدد المرات التي تم فيها أخذ عينات من نقطة تحت سطح معينة. يساوي عدد الآثار في تجميع (CMP) ويتم تقييمه عددياً بواسطة:

الطي (عدد مرات التغطية) = عدد الجيوفونات (N) / معدل الانتقال بين المرسلات والمستقبلات (2n)

حيث (n) هو معدل الانتقال بوحدات التباعد الجيوفوني. "معدل الحركة" هو في الواقع (تباعد المرسلات) / (تباعد الجيوفون). على سبيل المثال، إذا كانت الجيوفونات متباعدة عن بعضها بمقدار (2 متر) وتم استخدام المرسلات كل (4 أمتار)، فإن معدل الانتقال هو $n = 4/2 = 2$. يمكن أن يكون هذا أصغر من واحد إذا كانت هناك ضربات يتم تعيينها في كثير من الأحيان أكثر من تباعد الجيوفون، وهي ممارسة يتم إجراؤها أحياناً في علم الزلازل البحرية، وخاصة عند تحديد ملامح قاع المحيط.

يوضح الرسم التخطيطي أدناه انتشاراً منفرداً مع 8 جيوفونات ومعدل نقل $n = 2$.



نرى أن كل نقطة في باطن الأرض يتم أخذ عينات منها مرتين فقط. لاحظ أن المسافة بين نقاط الانعكاس في باطن الأرض هي نصف تباعد الجيوفون.



التمدد الطبيعي (NMO)

يحدث التمدد NMO عندما تكون هناك نقطتان تنتميان إلى الحدث نفسه، ويمثلان فرقاً زمنياً (أ) قبل تصحيح (NMO) وفرقاً زمنياً (ب) بعد تصحيح (NMO). ستكون (ب < أ) نظراً لأن النقطة العليا ستخضع لتصحيح (NMO) أكبر من النقطة الأخرى الأقل. بمعنى آخر، التمدد هو تشويه تردد يتم فيه تحويل الأحداث إلى ترددات. ثم التعبير عن القياس الكمي للتمدد على النحو التالي:

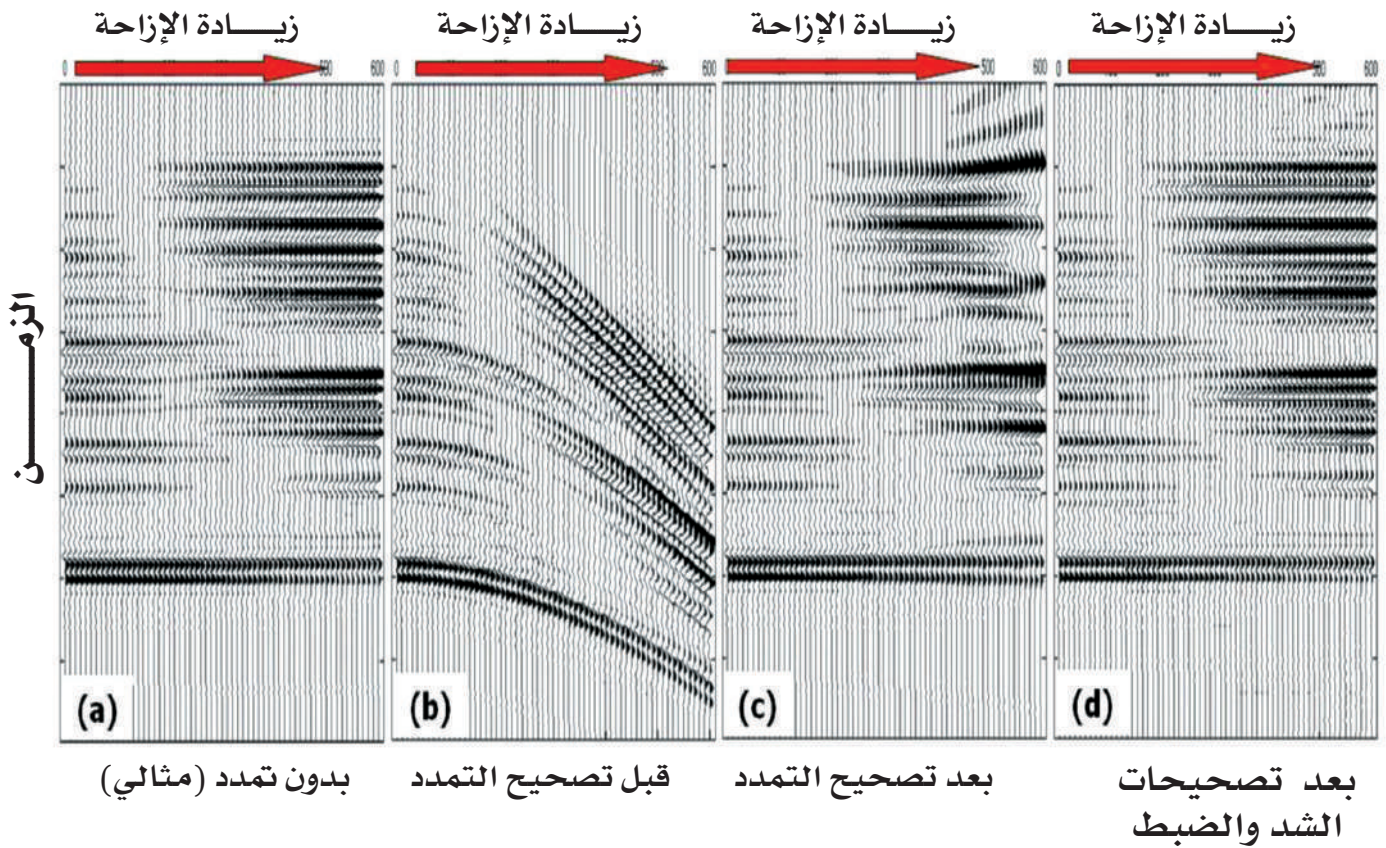
$$S_{NMO}(x) = \Delta t_{NMO}(x) / t_0$$

من الواضح أن التمدد يقتصر في الغالب على الإزاحات الكبيرة والأوقات الضحلة. تتأثر الأحداث الزلزالية الضحلة عادةً بتكديس النقاط المصححة والممتدة لـ (NMO). ومن ثم، فإن إزالة الشد قبل التكديس أمر ضروري. الهدف من التكديس Stacking هو تقليل الضوضاء أو إزالتها، إما أن تكون هذه الضوضاء محكمة أو غير محكمة، مما يعزز نسبة الإشارة إلى الضوضاء (SNR) من أجل استخراج أول صورة ممكنة تحت السطح. تمت إضافة جميع الآثار الموجودة في (NMO) المصححة معاً لإنشاء تتبع واحد مكس يمثّل تجميع (CMP). متوسط اتساع الآثار يعطي سعة التتبع المكس في تجميع (CMP).

الحل للتمدد (NMO) هو كتم المنطقة الممتدة من التجمعات. يجب كتم صوت كل منطقة بها (S_{NMO}) أكبر من الحد الأدنى. يأخذ هذا الحد قيماً تتراوح بين (0.5 و 1.5). باختيار قيمة قريبة من (0.5)، يتم تجنب التمدد ولكن قد يحدث فقد كبير للبيانات. عند اختيار قيمة قريبة من (1.5)، يتم تجنب فقدان البيانات، ولكن قد لا يتم التخلص من التمدد (الشكل 62.6).

عندما يقتصر نطاق الإزاحة على الإزاحة القريبة لتوليد أقسام المكس، لا يمكن للعديد من المفسرين رؤية ضرورة تطبيق تصحيحات التمدد والضبط. ومع ذلك، عند استخدام بيانات الإزاحة البعيدة في تحليل (AVO)، فإن التمدد والضبط يؤديان إلى ملاحظات التحيز. قد ينتج عن عيب (AVO) خارج الطور، بسبب التمدد والضبط، شدات (AVO) اصطناعية، ويقلل من موثوقية تحليل (AVO). من الضروري تطبيق تصحيحات التمدد والضبط قبل تحليل (AVO).

(AVO) هو اختصار لتغير الاتساع مع الإزاحة. هو التباين في سعة الانعكاس الزلزالي مع تغير في المسافة بين نقطة المرسل والمستقبل الذي يشير إلى الاختلافات في الصخر، ومحتوى السوائل في الصخور فوق وتحت العاكس.



الشكل 62.6: تصحيحات تمدد وضبط (NMO) لإزاحة اصطناعية تتجمع مع تأثير (AVO) قوي. (a) جميع مثالي بدون تمدد، لا يتم تطبيق (NMO)؛ (b) قبل تصحيح (NMO)؛ (c) بعد تصحيح (NMO)، يمكن رؤية التمدد. (d) يتم تطبيق تصحيحات الشد والضبط على (c)، ثم يتم استعادة (AVO) في آثار الإزاحة البعيدة بعد التمدد وضبط التصحيحات.



5.7.6 التصحيحات الساكنة (الثابتة) Static Corrections

التصحيح الساكن هو الإجراء الذي يعوض التأثيرات التي تؤثر على البيانات الزلزالية. إن التجوية واختلافات التضاريس وتغيرات الارتفاعات هي أكثر الظواهر الشائعة التي تحتاج إلى تصحيح. الهدف من التصحيح الساكن هو إنشاء طبقة ناعمة بدون تأثير التجوية من أجل تحديد وقت الانعكاس. تشكل طبقة التجوية أضعف طبقة منخفضة السرعة. يتم في الغالب تجميع الرواسب في هذه الطبقة بشكل فضفاض، وتشمل الكثبان الرملية والكارستية والحصى ورواسب الوادي. نظرًا لأن سرعة الطبقة المجاورة أقل مقارنة بسرعات الطبقات العميقة، فإنها تساهم بشكل كبير في إجمالي وقت انتقال الأشعة الزلزالية.

التصحيح الساكن للارتفاع

التصحيح الساكن للارتفاع هو تصحيح مسند أو طبوغرافي (الشكل 63.6) يهدف إلى تسوية وتصحيح ارتفاعات المصدر والمستقبل المختلفة. الإجراء المتبع عادة هو إنشاء مستوى نظام مرجعي Datum مشترك للمصادر والمستقبلات، وهذا المستوى أعمق من الارتفاع الأدنى للمصدر والمستقبل. وبالتالي، فإن سرعة الاستبدال الجديدة ضرورية من أجل تغطية المسافة بين المستوى المرجعي والارتفاع الأدنى للمصدر والمستقبل. المعادلة التي توفر التصحيح الساكن للارتفاع (TD) هي:

$$TD = [(ES - ZS - ED) + (ER - ZR - ED)] / VR$$

حيث: ES: ارتفاع الأرض في موقع المرسل

ZS: عمق المرسل،

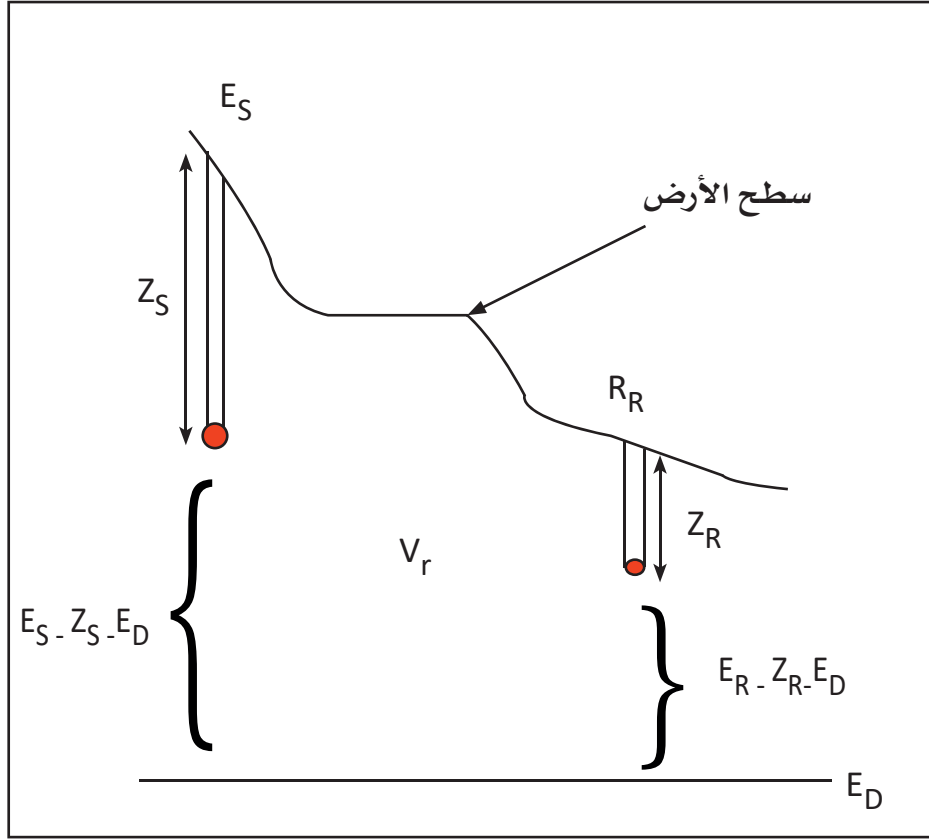
ED: ارتفاع المستوى المرجعي Datum،

ER: ارتفاع الأرض في موقع المستقبل،

ZR: عمق جهاز الاستقبال،

VR: سرعة الاستبدال.

يتم دائماً طرح التصحيح الساكن للارتفاع من زمن المسار في اتجاهين للتبع الذي ينتمي إلى هذا الزوج الخاص بالمستقبل والمصدر.



الشكل 63.6 : التصحيح الساكن للارتفاع والطبقة المجواة

يوفر التصحيح الساكن شكلاً من أشكال التحول الحالي المباشر، على سبيل المثال: في مسوحات الانعكاس الزلزالي، وعادةً ما يكون عنصراً زمنياً يُضاف إلى أوقات السفر أو يُطرح منه، على عكس التصحيح الديناميكي MOVEOUT. قبل إجراء تصحيح (NMO) من الضروري إجراء التصحيح الساكن Static، والذي يرقى إلى تحريك التبع الزلزالي بالكامل صعوداً أو هبوطاً في الوقت المناسب. هناك سببان رئيسان لتطبيق التصحيحات الساكنة :

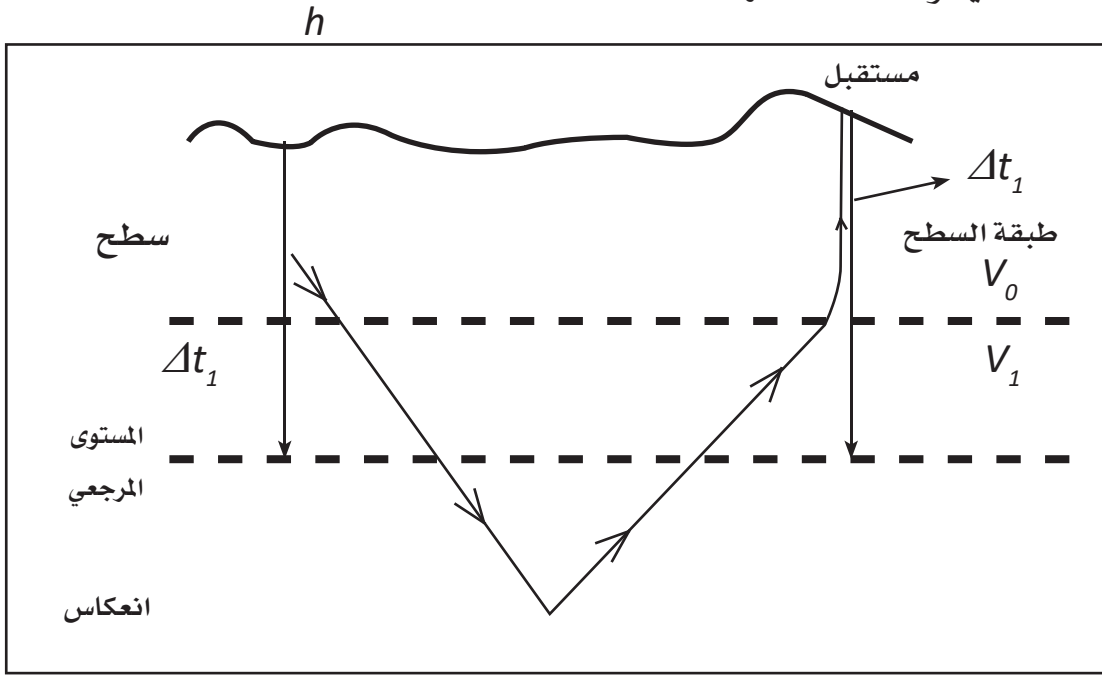


أولاً: وضع المرسلات وأجهزة الاستقبال على مستوى مرجعي مسطح Datum.

ثانياً: إجراء تصحيح لحالات شذات السرعة القريبة من السطح تحت المصدر أو المستقبل.

حالات حساب التصحيح الساكن لوضع المرسل والمستقبل بالنسبة للسطح المرجعي

من أجل الحصول على مقطع زلزالي يُظهر انعكاساً زلزالياً، ويمثل البنية الجيولوجية الفعلية، يجب تقليل وقت الانعكاس إلى وقت مرجعي محدد. التصحيح الساكن : هو تحول زمني يتم تقديمه لكل أثر مما يقلل من وقت الانعكاس المرصود إلى المستوى المرجعي المختار. تعتمد قيم التصحيح الساكن على: المسافة الرأسية بين المصدر والمرجع، وتضاريس السطح، وعلى اختلاف سرعة الطبقة السطحية واختلاف سمكها.

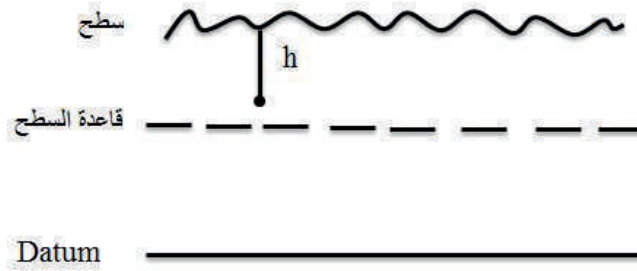


$$\Delta t = \Delta t_s + \Delta t_r$$

Δt = مجموع التصحيح الساكن = التصحيح عند المرسل + التصحيح عند المستقبل

بعض حالات حساب التصحيح الساكن

(1) المستوى المرجعي Datum ، يقع تحت الطبقة السطحية



تصحيح المصدر الساكن :

$$\Delta t_s = \frac{S-h}{V_0} - \frac{E-S}{V_1}$$

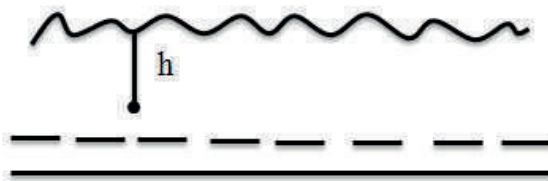
بعض تصحيح المصدر الساكن

E = ارتفاع السطح (من سطح الأرض إلى المرجع)

h = الضربة - عمق الحفرة

S = سمك الطبقة السطحية

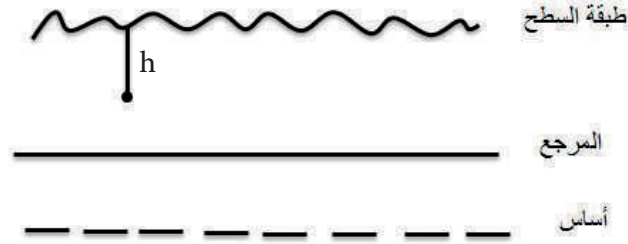
(2) المستوى المرجعي Datum ، يقع عند قاعدة الطبقة السطحية



$$\Delta t_s = -\frac{E-h}{V_0}$$

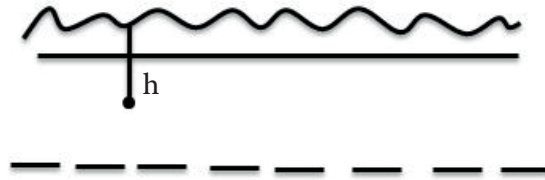


(3) المستوى المرجعي *Datum* يقع داخل الطبقة السطحية



$$\Delta t_s = -\frac{E-h}{V_0} + \frac{S-E}{V_1}$$

(4) المستوى المرجعي *Datum* يقع على سطح الأرض أو فوقه

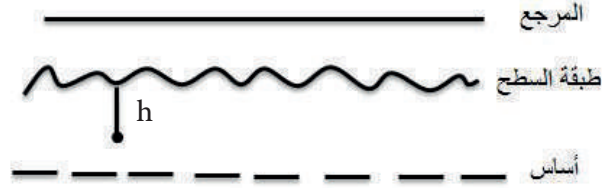


$$\Delta t_s = -\frac{E-h}{V_0} + \frac{S}{V_1}$$

عندما يتم وضع حفرة الضربة (h) على المسند أو المرجع

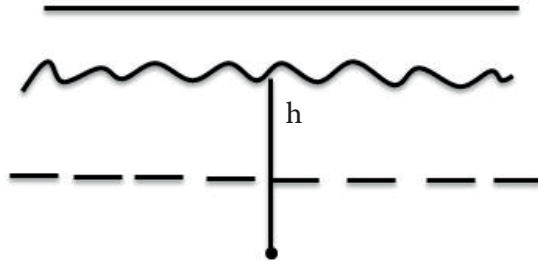
$$\Delta t_s = 0$$

(5) المستوى المرجعي Datum يقع أعلى من طبقة سطح الأرض، ولكن (h) فوق الأساس



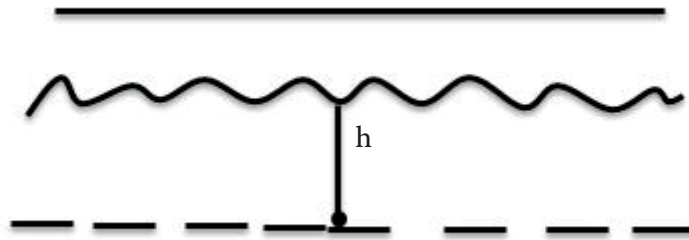
$$\Delta t_s = -\frac{S-h}{V_0} + \frac{S+E}{V_1}$$

(6) المستوى المرجعي Datum يقع أعلى من طبقة سطح الأرض، ولكن (h) أسفل الأساس



$$\Delta t_s = \frac{h+E}{V_1}$$

(7) المستوى المرجعي Datum يقع أعلى من سطح الأرض، ولكن (h) على الأساس



$$\Delta t_s = \frac{S+E}{V_1}$$



6.7.6 معالجة البيانات السيزمية Seismic Data Processing

يسمى التحليل الحسابي للبيانات المسجلة لإنشاء صورة تحت السطح وتقدير توزيع الخصائص بمعالجة البيانات. تتضمن معالجة البيانات الزلزالية عادةً: الفرز المشترك لنقطة المنتصف (CMP أو CDP)، والتصفية، وتصحيح التحرك الطبيعي (NMO)، وتحليل السرعة، والتكديس.

التصفية وتصحيحات التحرك الطبيعي (NMO) هما معاملان مهمان جداً في المعالجة. يتم تحديد طبيعة كل أثر زلزالي من خلال ثلاثة عوامل هندسية مهمة. هذه العوامل هي: موضع المرسل، وموضع المستقبل، وموضع نقطة الانعكاس تحت السطح. العامل الأخير هو العامل الأكثر أهمية لأن هذه النقطة، قبل المعالجة، غير معروفة ولكن يمكن إجراء تقريب جيد من خلال نقطة المنتصف المشتركة (CMP) أو نقطة العمق المشتركة (CDP).

نقطة المنتصف المشتركة هي النقطة الموجودة على السطح في منتصف المسافة بين المصدر والمستقبل، والتي يتم مشاركتها من قبل العديد من أزواج المصدر والمستقبل. هذا التكرار بين أزواج المصدر والمستقبل يعزز جودة البيانات الزلزالية عند تكديس البيانات. تكون نقطة المنتصف المشتركة تلو رأسياً نقطة العمق المشتركة، أو نقطة الانعكاس المشتركة (CRP). الجمع المشترك لنقطة المنتصف هو عرض للآثار الزلزالية التي تشترك في معامل اكتساب، والتي تحتوي على آثار لها نقطة منتصف مشتركة. بالنظر إلى حقيقة أن السرعة تحت السطحية من الممكن أن تتخفف، فإن جمع (CMP) مهم جداً لمعالجة البيانات الزلزالية. عادة، يكون انعكاس الطاقة الزلزالية ضعيفاً؛ لذلك، فإن زيادة نسبة الإشارة إلى الضوضاء أمرٌ بالغ الأهمية وضروري. نسبة الإشارة إلى الضوضاء هي نسبة الطاقة المرغوبة إلى الطاقة غير المرغوب فيها. الخطوة التالية هي حساب السرعة، عندما يحدث ذلك، يمكن إصلاح الآثار في نقطة المنتصف المشتركة للتحرك الطبيعي، وهي عملية تصحيح الفروق الزمنية التي تنشأ بسبب الإزاحة في نقطة المنتصف المشتركة، من أجل الحصول على تتبع تعويض صفري. من الجدير بالذكر أن الإزاحة هي المسافة من نقطة المصدر إلى الجيوفون. هذا يعني أن جميع الآثار سيكون لها النبضات المنعكسة نفسها في الوقت نفسه،

ولكن مع ضوضاء مختلفة. من خلال الجمع بين جميع الآثار في تجمع مشترك لنقطة المنتصف، تصدر ضوضاء متوسطة، وتزيد نسبة الإشارة إلى الضوضاء. هذا الإجراء هو عملية التكديس.

عموماً، فإن الهدف الرئيس من معالجة البيانات الزلزالية هو تحسين الدقة الزلزالية وزيادة نسبة الإشارة إلى الضوضاء (SNR). يمكن القيام بذلك من خلال ثلاث مراحل أولية. المرحلة الأولى هي التفكك Deconvolution، مما يزيد من الدقة الرأسية، والمرحلة الثانية هي التكديس Stacking الذي يزيد من نسبة الإشارة إلى الضوضاء (SNR)، والمرحلة الثالثة هي الترحيل Mi-gration التي تزيد من الدقة الأفقية. بالإضافة إلى ذلك، هناك أيضاً بعض العمليات الثانوية التي يمكن تنفيذها في مراحل معينة لتكييف البيانات وتحسين أداء هذه العمليات الثلاث.

هناك عدة خطوات لمعالجة البيانات السيزمية المبنية على نوع البيانات، البرية أو البحرية، وأنواع الضوضاء المصاحبة، وشروط الاستحواذ على النحو التالي:.

1. **المعالجة المسبقة Pre-Processing**: تتضمن هذه العملية سلسلة من الخطوات لتكييف البيانات وإعدادها لمزيد من مراقبة الجودة والمعالجة، بما في ذلك: إزالة تعدد الإرسال، وإعادة التسيق، وتحقيق التتبع، واكتساب التطبيق، وإعداد هندسة المجال، وتطبيق الإحصاءات الميدانية.

2. **الترشيح Filtering**: يتم استخدام الترشيح للتخفيف من مكونات الإشارات الزلزالية، بناءً على بعض الخصائص القابلة للقياس. إنها خطوة مهمة للمضي قدماً في خطوات معالجة البيانات الزلزالية الأخرى، التي ستساعد على تحليل وتفسير البيانات المكتسبة بشكل أفضل.

3. **التفكك Deconvolution**: يتم تنفيذ التفكك على طول محور الزمن، لزيادة الاستبانة الرأسية، عن طريق ضغط الموجة المصدر إلى ارتفاع تقريبي وتخفيف الضوضاء، والطاقة المتماسكة غير المرغوب فيها، مثل: الإشارات متعددة المسارات (المضاعفات).



4. يحول فرز (CMP) البيانات من المرسل-المستقبل إلى إحداثيات إزاحة نقطة المنتصف (CMP) باستخدام معلومات هندسة المجال.
5. تحليل السرعة **Velocity Analysis**: يتم إجراء تحليل السرعة على مجموعات (CMP) المختارة؛ لتقدير التكديس، أو تربيع متوسط الجذر (RMS)، أو سرعات (NMO) لكل عاكس. يتم استيفاء السرعات بين (CMPs) التي تم تحليلها.
6. **التصحيح الساكن Static Correction**: عادة ما يكون التصحيح الساكن المتبقي مطلوبًا لبيانات الأرض. يصحح التغيرات الجانبية في سرعة وسمك الطبقة المجوأة.
7. التصحيح والكتم (NMO) Correction & Muting: يتم استخدام سرعات التكديس لتسوية الانعكاسات في كل جمع (CMP) (تصحيح (NMO)). كتم الأصفار من أجزاء آثار (NMO) المصححة التي تم شدها بشكل مفرط بسبب تصحيح (NMO).
8. التكديس **Stacking**: يتم جمع الآثار المصححة والمكتومة Muted في كل من مجموعات (CMP) فوق الإزاحة (المكدسة) لإنتاج تتبع واحد. يؤدي تكديس آثار (M) في (CMP) إلى زيادة (SNR) لهذه (CMP) بواسطة \sqrt{M} .
9. ما بعد التكديس **Post- Stack**: تشمل معالجة ما بعد التكديس ترشيح تمرير النطاق المتغير الزمني، وترشيح التراجع، وعمليات أخرى لتحسين القسم المكس.
10. الترحيل **Migration**: يتم نقل انعكاسات الميل إلى مواضعها الحقيقية تحت السطحية، ويتم انهيار الحيود عن طريق ترحيل القسم المكس.

6.7.6 . 1 الانعكاس المتعدد Multiple Reflection

حيثما وجدت واجهات عاكسة جدا، يمكن الحصول على انعكاسات متعددة، أو مضاعفات Multiples من تلك الواجهات. عندما ترتد الطاقة الصوتية عن العاكس في العمق، ويعود إلى السطح، يمكن إنشاء ارتداد إضافي بواسطة السطح البيني (الهواء أو الصخر). الانعكاس الفاعل للمضاعفات هو ناتج انعكاس كل واجهة عاكسة لمضاعفات بسيطة. إذا كان للعاكس الأساس معامل انعكاس 0.01 فإن المضاعف الأول Multiple سيكون له معامل انعكاس فاعل قدره 0.0001. بمعنى آخر، المضاعفات هي بشكل عام فقط مشكلة بالنسبة للواجهات عالية الانعكاس، مثل قاع الماء في حالة المسح البحري أو العاكسات البارزة بشكل خاص في الرواسب والأحواض (مثل واجهة الرواسب وصخور القاعدة).

بالإضافة إلى أن المضاعف البسيط هو أكثر تعقيداً وقد يسبب الضوضاء (الصدى). على سبيل المثال، مضاعفات طبقة الميل لها ضعف تراجع العاكس الأساس، ويمكن أن يكون هناك مضاعفات رجل الوتد Peg leg التي تنتج من مسار شعاع يتنقل بين طبقتين في باطن الأرض. وبينما جميع الطاقة الزلزالية تتضمن بعض المضاعفات تقريباً، فإن التمييز المهم هو بين مضاعفات المسار الطويل Long-path multiple، ومضاعفات المسار القصير Short path multiple، حيث يصل مضاعف المسار الطويل كحدث مميز، في حين يصل مضاعف المسار القصير بعد وقت قصير جداً من الانعكاس الأول، ويضيف ذيلاً فقط إلى الأساس (أي يغير شكل الموجة). قد تحجب مضاعفات المسار القصير التفاصيل الطباقية حتى عندما لا تتأثر الجوانب التركيبية بشكل كبير (الشكل 64.6).

لا يمثل موقف مضاعفات المسار الطويل جزءاً من القسم المرتبط بوقت وصولها. عادةً ما تنتقل مضاعفات المسار الطويل في الجزء الأبطأ (الضحل) من القسم الأكثر من الانعكاسات الأولية مع وقت الوصول نفسه، بحيث تُظهر عادةً تحركاً طبيعياً أكثر ويمكن تخفيفها عن طريق التكديس في نقطة المنتصف المشتركة Common-midpoint stacking.



يرجع سبب هذه المضاعفات إلى أن تباين المعاوقة الصوتية بين طبقتين متجاورتين يعكس موجات الهبوط لأعلى ولأسفل. المضاعفات الأكثر تكراراً، أي أحداث الانعكاس التي تعاني من أكثر من انعكاس واحد، كما هو موضح في الشكل السابق، هي:

- **الحيود Diffraction**: نثر شعاعي للطاقة الزلزالية الساقطة. يشير الحيود إلى ظواهر مختلفة تحدث عندما تعترض الموجة إحدى العقبات.

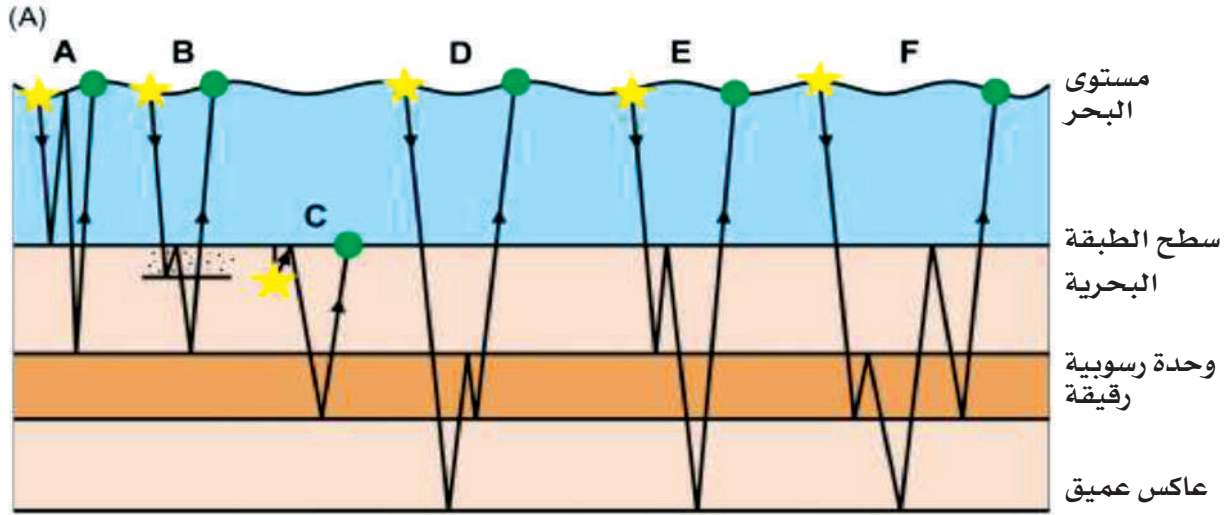
- **الانكسار المنعكس Reflected Refraction**: الانكسار على طول مستوى الطبقة أو عدم المطابقة (العاكسات) مع تباين السرعة المناسب الذي ينعكس مرة أخرى من الأسطح شديدة الميل. تحتوي الانكسارات المنعكسة على معلومات فقط حول السطح المنكسر.

- **الشبح Ghost**: حدث انعكاس يصل بعد وقت قصير من المرحلة الأولية من السطح أو قاعدة الطبقة المتأثرة بالعوامل الجوية (انفجار مدفون على الأرض).

- **المسار القصير المتعدد Short-path Multiple**: انعكاس متعدد يتضمن فقط مساراً إضافياً قصيراً، يصل بعد وقت قصير جداً من الحدث الرئيس.

- **المسار الطويل المتعدد Long-path Multiple**: هو انعكاس متعدد، يتضمن طول مسار إضافي طويل بما يكفي، ليكون حدثاً مميزاً ومنفصلاً في السجل الزلزالي.

- **رجل الوتد Peg-leg**: هو انعكاس متعدد غير متمائل، ناتج عن رنين بين عاكسين.



إنعكاس متعدد قصير المسار

إنعكاس متعدد طويل المسار

A: ارتداد الماء

B: ارتداد المنطقة المجاورة

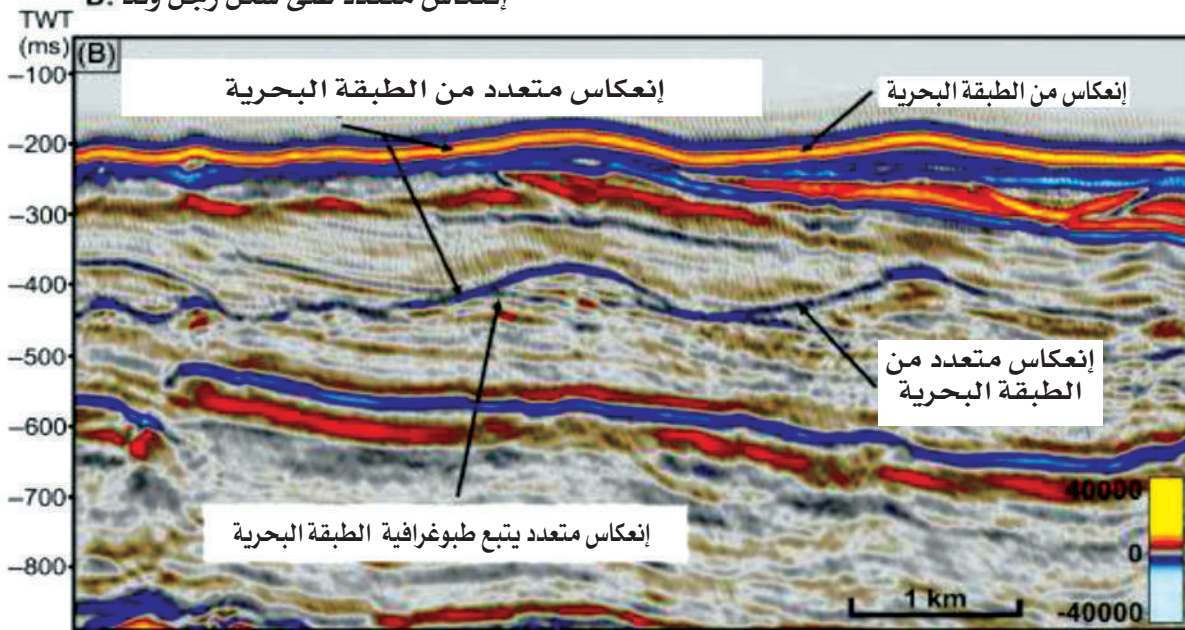
C: الشبح (انفجار مدفون)

D: إنعكاس متعدد على شكل رجل وتد

E: إنعكاس متعدد من سطح الطبقة البحرية

F: إنعكاس متعدد معقد من الدرجة العالية

مسار الشعاع: → مستقبل: ● مرسل: ★



الشكل 64.6 يوضح أشكال الانعكاس المتعدد من ذوي المسار القصير والطويل.

(Sheriff and Geldart, 1995)



2.6.7.6 توهين الضوضاء الزلزالية Seismic Noise Attenuation

يعتبر التفسير الزلزالي أهم عامل في صناعة النفط. ويُعد التفسير الجيد للبيانات الزلزالية أمراً بالغ الأهمية، ويلزمه وجود إشارة نظيفة بدون ضوضاء. هناك العديد من العوامل التي يمكن أن تؤثر على الإشارة الزلزالية وتدمر البيانات الزلزالية. يمكن تصنيف هذه الضوضاء التي هي عبارة عن طاقة غير مرغوب فيها إلى فئتين. الضوضاء العشوائية Random Noise والضوضاء المحكمة Coherent Noise. من السهل فهم أنه يجب التخلص من كل ضوضاء للحصول على نتائج أفضل. يمكن القيام بذلك عن طريق تحسين نسبة الإشارة إلى الضوضاء (SNR) قدر الإمكان. يعد تخفيف الضوضاء مهماً جداً للتسجيل الزلزالي، لأنه يساهم في تفسير أفضل للسجلات السيزمية. فيما يلي بعض القضايا المهمة المتعلقة بتوهين الضوضاء: تعد جودة بيانات الإدخال مهمة جداً لكل عملية حتمية، نظراً للحقيقة المشتقة من تصحيح سعة السطح. ومن ثم، فإن إزالة الضوضاء أمر ضروري. بالنسبة للتصوير المسبق، تكون إزالة الضوضاء إلزامية. نقطة العمق المشتركة (CDP) هي أداة لتخفيف الضوضاء، ولكن لا يمكن استخدامها للتصوير المسبق، لأنه يجب مواجهة الضوضاء قبل التصوير. توفر المعالجة الصحيحة للضوضاء فرصة لتجنب فقد الاتساع.

إن الإشارة النظيفة الخالية من ضوضاء، والتي تعطي تفسيراً زلزالياً مثالياً، قادرة على تقديم فهم أفضل للتراكيب وخزانات المياه الجوفية. من المهم جداً معرفة مصدر الضوضاء وخصائصها من أجل تخفيف الضوضاء بكفاءة. ومع ذلك، بخلاف مصادر الضوضاء، تتدرج الخصائص تحت فئتين رئيسيتين؛ الضوضاء العشوائية والضوضاء المحكمة.

الضوضاء العشوائية Random Noise

تقدم الضوضاء خصائص مختلفة في التردد والسعة اعتماداً على المنطقة التي يتم فيها جمع البيانات. في حالة عدم تماسك الضوضاء، يطلق عليها الضوضاء العشوائية، والتي يمكن مواجهتها بالعزل. هناك أيضاً بعض الطرق الأخرى لتخفيف الضوضاء مثل؛ التفكك Deconvolution وترشيح التردد، والتكديس، والعديد من الطرق الأخرى.

ضوضاء محكمة Coherent noise وضوضاء لفة الأرض Ground Roll

كلا الضوضاء المحكمة والضوضاء العشوائية طاقة زلزالية غير مرغوب فيها. يختلف هذان النوعان من الضوضاء في أن الضوضاء المحكمة تُظهر مرحلة مستمرة من تتبع إلى تتبع. يشكل اللفة الأرضية والموجات المتناثرة المتماسكة والمضاعفات، أمثلة على الضوضاء المحكمة. لتوهين وقمع الضوضاء المحكمة هناك عدة تقنيات، ونظرًا لأن الضوضاء المحكمة للفة الأرضية هي الضجيج الرئيس في البيانات الزلزالية الحقيقية، فيجب وصفها.

مكونات الإشارة والضوضاء هي دائمًا أجزاء من البيانات الزلزالية. وهناك طريقة فاعلة من أجل القضاء على الضوضاء هي خوارزمية تزيل الضوضاء وتحسن التردد الزمني. يمكن إعداد هذه الخوارزمية باستخدام برنامج Matlab. النوع الرئيس للضوضاء المحكمة هو ضوضاء لفة الأرض، التي تتميز بسعة عالية وترددات منخفضة. يمكن مواجهة هذا النوع من الضوضاء عن طريق ترشيح التردد وتحويلات الموجات والعديد من الطرق الأخرى.

3.6.7.6 التفكك Deconvolution

هي عملية يتم تطبيقها عالمياً على البيانات الزلزالية، ولكنها عملية غامضة للعديد من علماء الجيولوجيا. يضغط التفكك Deconvolution على الموجة الأساسية في مخطط الزلازل المسجل، ويخفف الصدى ومضاعفات الفترة القصيرة. وبالتالي، فإنه يزيد من الدقة وينتج قسماً زلزالياً أكثر قابلية للتفسير. تدين جودة البيانات الزلزالية الحديثة إلى حد كبير بنجاح التفكك. غالباً ما تتضمن المعالجة الزلزالية عدة مراحل من التفكك، كل منها من نوع مختلف وهدف مختلف. عادة ما ينطوي التفكك Deconvolution على التفاف مع مرشح معكوس. الفكرة هي أن هذا سيؤدي إلى التراجع عن تأثيرات مرشح سابق، مثل الأرض أو نظام التسجيل. تكمن الصعوبة في تصميم مرشح معكوس في أننا نادراً ما نعرف خصائص المرشح الذي نحاول إزالة آثاره.



أنواع التفكك Types of Deconvolution

يتم وصف أنواع مختلفة من التفكك Deconvolution بشكل عام بواسطة الصفات المختلفة. عادة ما تحدد نوع الافتراضات التي يتم إجراؤها في العملية.

يمكن استخدام التفكك الحتمي **Deterministic deconvolution** لإزالة تأثيرات نظام التسجيل، إذا كانت خصائص النظام معروفة. يمكن استخدام هذا النوع أيضًا لإزالة الرنين الناتج عن الأمواج التي تمر بعدة ارتدادات في طبقة الماء، إذا كان وقت الانتقال في طبقة الماء وانعكاس قاع البحر معروفين. في حالة الأرض، فإن الترشيح السابق الذي تم تطبيقه غير معروف، وبالتالي فإن التفكك يأخذ طبيعة إحصائية. في هذه الحالة، تأتي المعلومات المطلوبة من الارتباط الذاتي للتتابع الزلزالي. نظرًا لتكرار الموجة المضمنة من المصدر في كل واجهة عاكسة، يتم التقاط هذا التكرار بواسطة الارتباط التلقائي، واستخدامه لتصميم المرشح العكسي.

يمكن حساب الارتباطات التلقائية Autocorrelations عبر عدة نوافذ زمنية في محاولة للسماح بالتغيرات في شكل الموجة المضمنة أثناء انتقالها عبر الأرض، وهذا ما يسمى بالتفكك التكييفي.

يُقَصَّر التفكك المتصاعد Spiking deconvolution الموجة المضمنة، ويحاول جعلها أقرب ما يمكن إلى الارتفاع. عرض النطاق الترددي للبيانات يحد من مدى إمكانية ذلك. ويسمى هذا أيضًا تفكك التبييض Whitening deconvolution، لأنه يحاول تحقيق طيف مسطح أو أبيض. قد يؤدي هذا النوع من التفكك إلى زيادة الضوضاء، خاصة عند الترددات العالية.

يستخدم التفكك التنبؤي Predictive deconvolution الأجزاء اللاحقة من الارتباط التلقائي لإزالة تأثيرات بعض المضاعفات. تعني القدرة على التنبؤ أنه يمكن توقع وصول حدث ما من خلال معرفة الأحداث السابقة. يتم استخدام صيغ مختلفة بما في ذلك الانتروبي العظمى والصغرى، وهو مقياس للاضطراب.

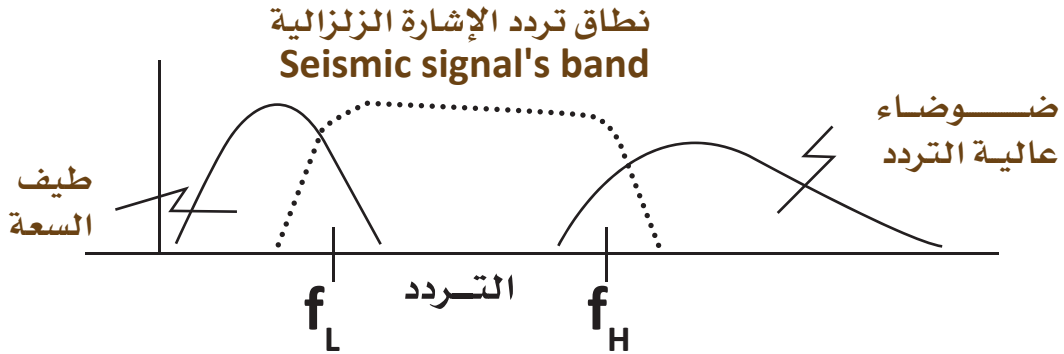
يحاول التفكك المتقطع المفاجئ Sparse-spike deconvolution تقليل عدد الانعكاسات، وبالتالي التأكيد على السعات الكبيرة.

6.7.6 . 4 ترشيح البيانات الزلزالية Filtering of Seismic Data

يتم تفسير البيانات الزلزالية على أساس ما لوحظ في القسم النهائي المعالج. معالجة (CMP) يعزز نسبة الإشارة إلى الضوضاء بشكل كبير، ويسمح بظهور الانعكاسات المتماثلة. ومع ذلك، فإن البيانات التي تدخل في معالجة (CMP) غالباً ما تكون ملوثة «بالضوضاء». أيضاً، قد تكون البيانات ملوثة بضوضاء الرياح أو اهتزازات الجهاز. يمكن إزالة هذه الضوضاء وأنواع أخرى من الضوضاء جزئياً، باستخدام عمليات الترشيح المختلفة. هناك ثلاث عمليات ترشيح مفيدة :

1. ترشيح التردد Frequency Filtering

يمكن أن تولد الرياح والمعدات الآلية والتأثيرات الثقافية ضوضاء غير مرغوب فيها على ترددات خارج النطاق الزلزالي. غالباً ما تكون هذه ذات إشارات عالية التردد. وبدلاً من ذلك، تكون الضوضاء الناتجة عن لفة الأرض والضوضاء الناتجة عن السفن منخفضة التردد. إذا كان هذا هو الحال، فقد تقع الإشارة الزلزالية في نطاق تردد يختلف عن الضوضاء. وهو موضح في الشكل أدناه. يمكن إزالة الضوضاء غير المرغوب فيها باستخدام تمرير النطاق Bandpass .



الترشيح في مجال التردد Frequency domain

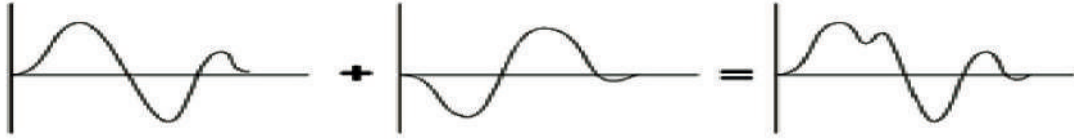
يمكن للمرء تطبيق مرشح ترددي لإزالة جميع الإشارات التي تحتوي على تردد أعلى من f_H وجميع الترددات التي هي أقل من f_L . توضح الأشكال الموجودة على اليمين تأثيرات مرشحات التمرير المنخفض والمرتفع. قم أولاً بفحص الشكل، وحاول تحديد الجوانب التي يسببها تشوه الترددات. ثم حاول تحديد الجوانب التي يسببها التردد منخفض المكونات في الإشارة.



التفكك Deconvolution

إزالة تأثير الشبح Deghosting

في الأعمال البحرية، يتم تفجير المصدر تحت سطح الماء بقليل، الزلازل الأولية تنتشر فيها الموجة إلى أسفل، ولكن هناك موجة انتشار صاعدة تنعكس من سطح الماء ثم تنتشر إلى أسفل. يشار إلى الانعكاس الأخير على أنه «شبح» Ghost.



تتكون الموجة الزلزالية من الموجة الأصلية بالإضافة إلى انعكاس متقارب. هذا يعقد الموجة كما هو موضح في الشكل أدناه. يمكن مرشح إزالة تأثير الشبح، بحيث يبدو كل انعكاس وكأنه مثل الموجة الأولية.

الموجة أو التفكك المميز Wavelet or Signature Deconvolution

تم تصميم «مرشح معكوس» Inverse filter لتقليص موجة المصدر الأصلي إلى شكل أضيق ومتماثل. على سبيل المثال، يمكن له أن يعزز بشكل كبير الدقة الرأسية.



التفكك التنبؤي Predictive Deconvolution

يمكن لهذا النوع من المعالجة إزالة بعض المضاعفات من القسم السيزمي. صدى (مضاعفات قاع المحيط) والانعكاس في المسوحات البحرية من الأمثلة الشائعة لهذا النوع من المشاكل.

السرعة أو الترشيح Velocity or f-k filtering

في مجموعات الضربات أو في الأقسام الأخيرة، غالباً ما يكون لدينا أحداث تظهر بميل معين. لاحظ لفة الأرض Ground roll في تجمع (CSP) تتميز هذه الأحداث: بالوصول المتأخر، والسعة العالية، والأحداث ذات التردد المنخفض التي تحدد منطقة مركزية شديدة الانحدار ومثلثة الشكل تخفي الموجات التي وصلت. أحداث لفة الأرض لها سرعة ظاهرية صغيرة أو انخفاض كبير مكافئ. يمكن عزلها بأخذ فورييه ثنائي الأبعاد. في هذا المجال، تقع لفة الأرض في منطقة تشبه المروحة، وعن طريق تفسير قيم تحويل فورييه في المروحة، ثم عكس تحويل فورييه، تتم إزالة لفة الأرض.

5 - 6.7.6 الهجرة الزلزالية Seismic Migration

في ما سبق تم وصف جميع الخطوات الأساسية من أجل إنتاج صورة زلزالية موثوقة تحت السطح. ومع ذلك، تختلف هذه الصورة كثيراً عن الصورة الفعلية الموجودة تحت السطح. والسبب هو أن نقاط الانعكاس الحقيقية غير معروفة. إن عملية الترحيل الزلزالي Migration هي المفتاح للحصول على صورة أكثر دقة للطبقات تحت الأرض. تأخذ هذه الطريقة في الاعتبار تأثير انتشار كل موجة لتحديد جميع نقاط الانعكاس للطبقات تحت السطحية. هذا مهم جداً من أجل تجنب التأثيرات الهندسية غير المرغوب فيها، التي تؤدي إلى تفسير سيئ، وبالتالي إلى الإخفاقات في الحفر، التي يمكن أن تكلف الصناعات البترولية مبالغ باهظة. مع الأخذ في الاعتبار كل ما سبق، فإن الترحيل الزلزالي هي عملية تصحح مواقع نقاط الانعكاس، أو وضعها في موقع العمق الصحيح، أو بعبارة أخرى إعادة بناء القسم السيزمي. يتم تنفيذ إعادة بناء القسم السيزمي عن طريق إزالة كل تأثير مشوه من العاكسات الموجودة في الأعماق الكبيرة، وكذلك عن طريق القضاء على الموجات التي تصل بطرق متعرجة عن طريق الانقطاعات الجانبية. إن طرق الترحيل الرئيسية هي ترحيل ما قبل التكديس وما بعده.



مبادئ الهجرة الأساسية

وفقاً لمبدأ هيجنز Huygens، فإن كل نقطة على السطح العاكس تنتج مصدراً آخر، والمصدر الآخر ينتج مصدراً آخر، وهكذا. يُعرف هذا النموذج بنموذج العاكس المتفجر. مع الأخذ في الاعتبار (الشكل 65.6)، يتم تعيين نقطة واحدة تعمل كمشتت في الوسط، ويتم تحديد الحد الأدنى لوقت الانتقال بالمعادلة التالية:

$$t_0 = 2z / c$$

حيث (z) هي عمق التشتت و (c) هي سرعة موجة الانتشار. من المهم جداً الإشارة إلى أن إزاحة المصدر وإزاحة المستقبل تساوي صفراً.

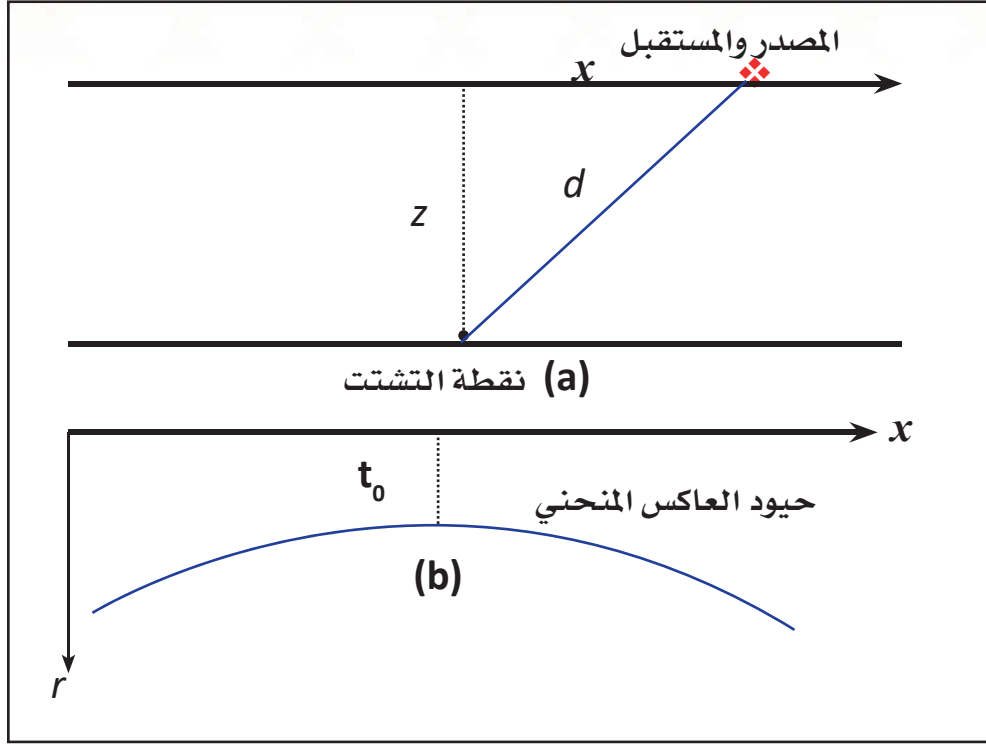
لحساب زمن المسار كدالة للمسافة، يتم استخدام المعادلة التالية:

$$2\sqrt{x^2 + z^2} / c = t_x$$

حل المعادلة السابقة فيما يتعلق ب (z) نحصل على:

$$[t(x)^2 / t_0^2] - [4x^2 / c^2 t_0^2] = 1$$

شكل المعادلة هو قطع زائد Hyperbola، كما هو موضح في (الشكل 56.6). يمثل هذا النموذج منحنى وقت الانتقال للوصول المتشتت. بالنظر إلى عاكس أفقي يتكون من عدة نقاط مشتتة، وكل مشتت يولد قطعاً زائداً للحيود في إزاحة صفريّة. ومع ذلك، إذا توقفت نقطة واحدة عن العمل، عندئذٍ سيتم إنشاء وصول منحرف، وسيظهر في بيانات الإزاحة الصفريّة. ينتج عن هذا الخلل صورة خاطئة يتم تصحيحها من خلال عملية الترحيل.



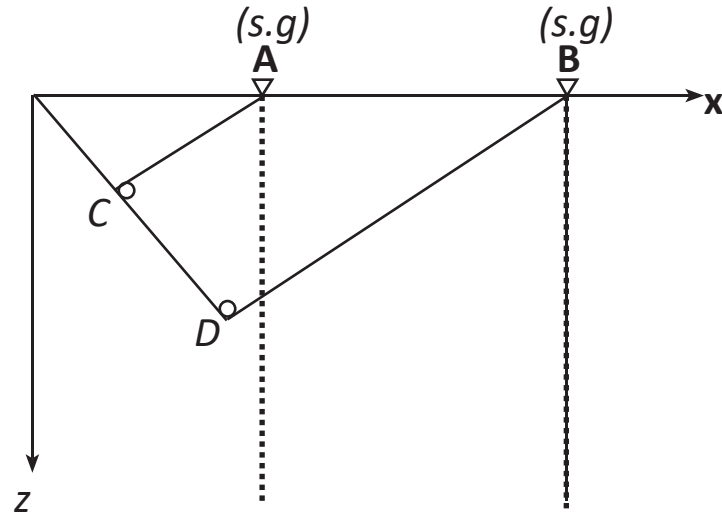
الشكل 65.6: (a) نقطة تشتت. (b) عاكس منحنى يتم إنتاجه بناءً على نقطة التشتت (موسى والشهيل، 2011).

الهدف الثاني المهم لمبدأ الهجرة (الترحيل) هو المقارنة بين الانخفاض الظاهري والصحيح. بينما يكون الانخفاض الواضح دائماً أصغر من زاوية الانحدار الحقيقية. مع الأخذ في الاعتبار (الشكل 66.6)، يكون من الأسهل فهم مبدأ الترحيل لمقارنة الزوايا. يمثل (الشكل 66.6) المظهر الجانبي (X_0) مع قسم عمق، ملف تعريف (X_0) مع مقطع زمني. في الشكل الأول، تم أخذ عاكس الميل لقسم العمق (CD) في الاعتبار. النقطة (A) هي أول نقطة طبيعية - وصول من عاكس مغمور، ينشأ من زوج (أزواج) المصدر - المستقبل على المحور (X_0). وبالمثل، فإن (B) هي آخر حدث عادي - وصول من عاكس مغمور، ينشأ عن آخر زوج (أزواج) المصدر - المستقبل على المظهر الجانبي (X_0) في (الشكل 66.6)، تمثل (C) وصول الانعكاس إلى الموقع (A)، على إزاحة الصفر.

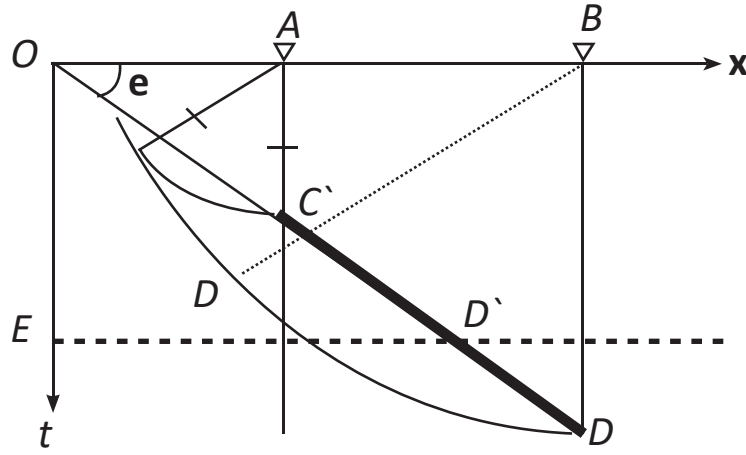


وبالمثل، (D) هو وصول الانعكاس إلى الموقع (B)، على التخالف الصفري. بمقارنة القرص المضغوط في قسم العمق مع (C'D) في قسم الوقت، من الواضح أن هناك اختلافًا. يجب ترحيل انعكاس (C'D) إلى موضع القرص المضغوط، ويمكن القيام بذلك فقط من خلال طريقة الترحيل. في الوصف أعلاه يجب تضمين ملاحظتين. الأولى: تعتبر السرعة ثابتة وتساوي 1، والثانية: لا يتم تضمين الانحرافات على الإطلاق.

من خلال ملاحظة (الشكلين 66.6 (a) و(b))، من الواضح أن زاوية تراجع العاكس في قسم العمق أكبر مقارنةً بزاوية المقطع الزمني، وطول العاكس في قسم العمق أقصر من طول الفترة الزمنية. وبالتالي، في الحالة الأولى، تشتد الهجرة، وفي الحالة الثانية تقصر هجرة العاكسات. أخيرًا، يتم تحريك العاكسات في اتجاه التحديث الذي يشكل الإجراء الرئيس للهجرة.



(a)



(b)

الشكل 66.6 : مبادئ الترحيل: (a) جزء الانعكاس (C'D) في قسم الوقت (b) عند ترحيله، يتم نقله محدثاً، وتقصيره، وتعيينه على القرص المضغوط لموقعه الحقيقي تحت السطح (Yilmaz 1997)

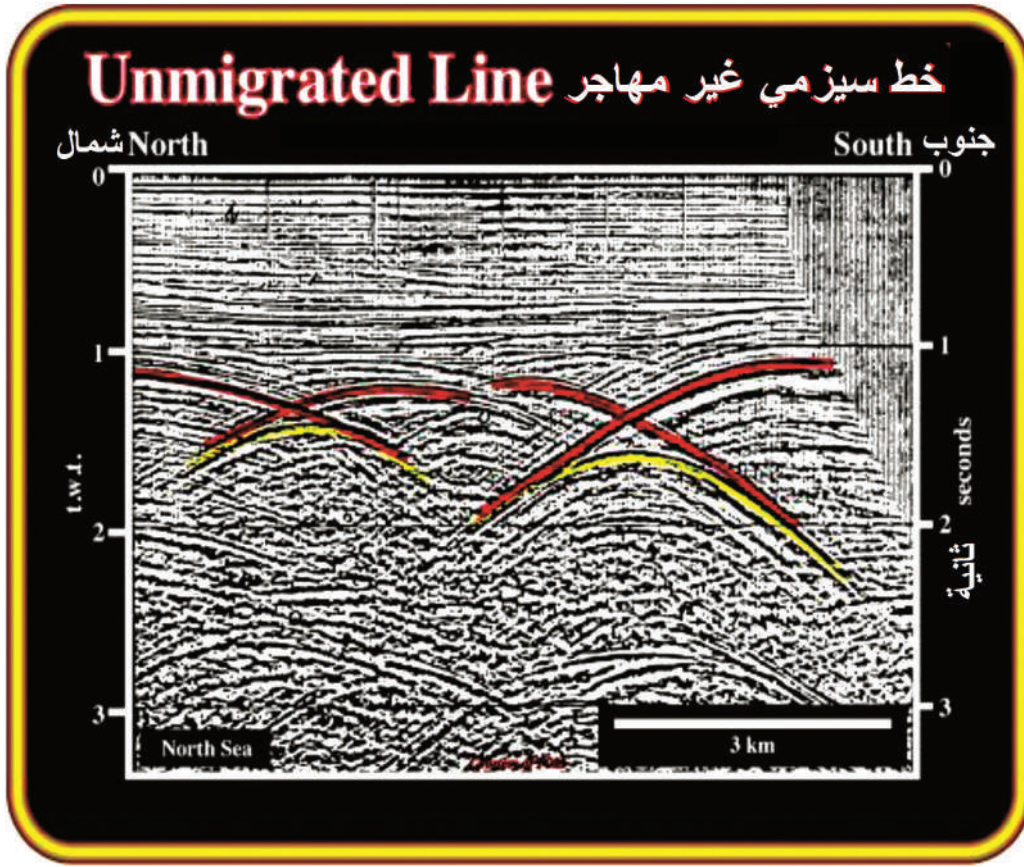


أنواع الترحيل الأساسية

تعتبر عملية الترحيل طريقة مهمة رغم أنها مكلفة جداً، يتم استخدامها في بيانات الانعكاس الزلزالي، ودائماً قبل التفسير. نظراً للحقيقة التي تمثل الخطوة الأخيرة قبل التفسير، فإن أخطاء السعة، بسبب نقص المعلومات التفصيلية المتعلقة بالطبقات تحت السطحية وكذلك الأخطاء في المعالجة السابقة الخطوات التي يجب أن يواجهها نوع الترحيل المناسب. ومن ثم، فإن المعرفة الجيدة بأنواع الترحيل هي مفتاح المواجهة الأفضل للمشكلات المذكورة سابقاً.

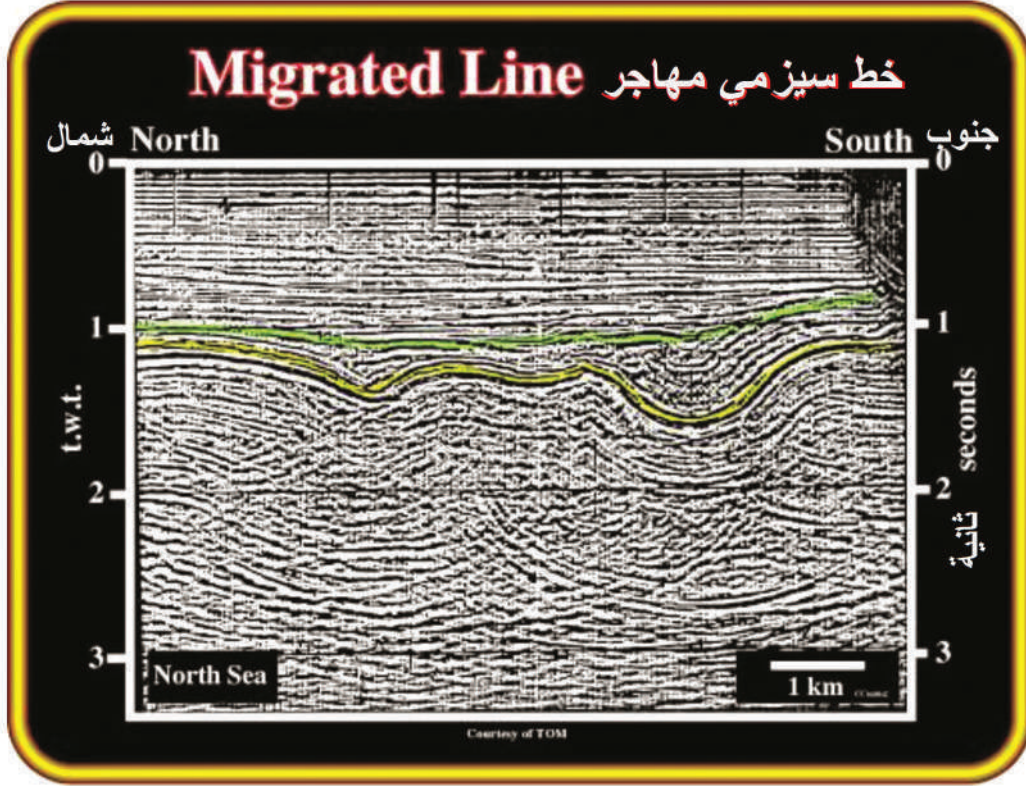
هناك نوعان رئيسان من تصنيف الترحيل، هما؛ ترحيل ما قبل التكديس وترحيل ما بعده. يتم استخدام ترحيل ما قبل التكديس (الشكل 67.6)، التكديس المسبق، وكذلك عندما يكون ملف تعريف السرعة للطبقات تحت السطحية معقداً إلى حد ما، أو عندما يكون تسلسل الطبقات معقداً جداً من ناحية أخرى، وهناك ترحيل ما بعد التكديس (الشكل 68.6) الذي يتم تطبيقه بعد تكديس البيانات.

إن اختلافات السرعة قادرة على إنشاء تصنيف ثانٍ للهجرة بين العمق والهجرة الزمنية. عندما تكون هناك منطقة بها اختلافات كبيرة جداً في السرعة، يتم تطبيق ترحيل العمق، ويتوافق الإخراج مع قسم العمق. على سبيل المثال؛ تشكل المناطق شبه الملحية أماكن للهجرة العميقة. من ناحية أخرى، عندما تتراوح السرعة الجانبية بين 10 و 30%، فإن ترحيل الوقت هو نوع من الترحيل المناسب. وبخلاف ذلك، يتم تطبيق ترحيل العمق مرة أخرى لكل نسبة مئوية أخرى. بشكل أساسي، يتمثل الاختلاف الرئيس بين هاتين المرحلتين في أن ترحيل الوقت أبسط للتفسير من الهجرة العميقة. وتجدر الإشارة إلى أن التكديس المسبق كأقسام تم ترحيلها بعد التكديس يمكن أن يكون الإدخال إما للعمق أو للترحيل الزمني.



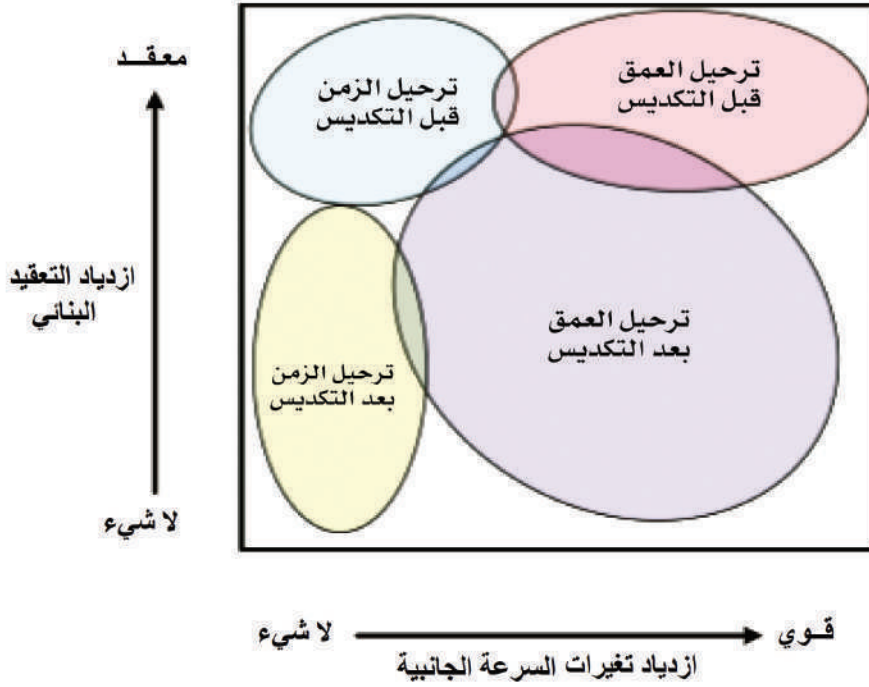
الشكل 67.6 خط سيزمي غير مهاجر unmigrated منطقة تكتونية نسبياً في بحر الشمال. أن الاستجابة الزلزالية المصاحبة يمكن أن تكون انعكاساً محدباً للأعلى (عندما يكون مركز الانحناء في باطن الأرض).
<https://csegrecorder.com>





الشكل 68.6 خط سيزمي مهاجر **migrated** (أكثر طرق الترحيل أهمية هي الترحيل قبل التكديس وبعده) للخط غير المهاجر. على الرغم من حقيقة أن الخط السيزمي المهاجر يشبه المقطع العرضي الجيولوجي، يجب الأخذ بالحسبان المقياس الرأسى
<https://csegrecorder.com>

أخيراً، هناك تصنيف ترحيل آخر، أي الترحيل ثنائي الأبعاد وثلاثي الأبعاد. في الحالة الأولى (2-D)، يتم ترحيل البيانات على طول القطاع البروفيلي، وكذلك، يتأثر الترحيل ثنائي الأبعاد بالانعكاسات التي يأتي أصلها من القطاع البروفيلي (تأثير المسح الجانبي). يقوم الترحيل ثلاثي الأبعاد بترحيل البيانات أولاً في الاتجاه المضمن ثم في الاتجاه المتقاطع. فيما يلي إحالة جميع مجموعات الهجرات (شكل 69.6) كما تم ذكرها من قبل.



الشكل 69.6 أنواع الترحيل كدالة للتعقيد الحسابي وتغيرات السرعة الجانبية
(Mousa and Al-Shuhail., 2011)

خوارزميات الترحيل Migration Algorithm

يمثل ترحيل كيرشوف Kirchhoff ترحيل رقم موجة التردد، وترحيل الفروق المحدودة، وخوارزميات ترحيل ما بعد التكديس الرئيسية. تتضمن هذه الأنواع الثلاثة العديد من خوارزميات الترحيل الأخرى، ولكن فيما يلي سيتم ذكر هذه الأنواع الثلاثة فقط.

1. ترحيل كيرشوف Kirchhoff Migration

ترحيل Kirchhoff هو خوارزمية الترحيل الأكثر استخداماً لمعالجة البيانات الزلزالية. فهو يوفر القدرة على التكيف مع هندسة الاستحواذ غير المنتظمة. وهو يعتمد على نهج تجميع



الحيود، والذي يمكنه من التعامل بكفاءة مع المخالفات في البيانات، مقارنة بالترحيلات الأخرى القائمة على معادلة الموجة. تستخدم طريقة ترحيل كيرشوف في كثير من الأحيان في صناعة البترول، إما لتصوير العمق أو لتحليل السرعة. من أجل ترحيل حدث واحد إلى التتبع الفردي، يُلخ ترحيل Kirchhoff طاقة الحدث لكل نقطة محتملة للنموذج تحت الأرض. تُلخ جميع النقاط وتكديس مجموع المساهمات، يتم به تنفيذ إنشاء صورة ترحيل كيرشوف Kirchhoff. بالإضافة إلى ذلك، فإن ترحيل Kirchhoff قادر على تعويض الحيود، وكذلك عامل الانتشار الهندسي كما في (الشكل 70.6).

2. ترحيل ستولت (Stolt Migration) Wave number Migration

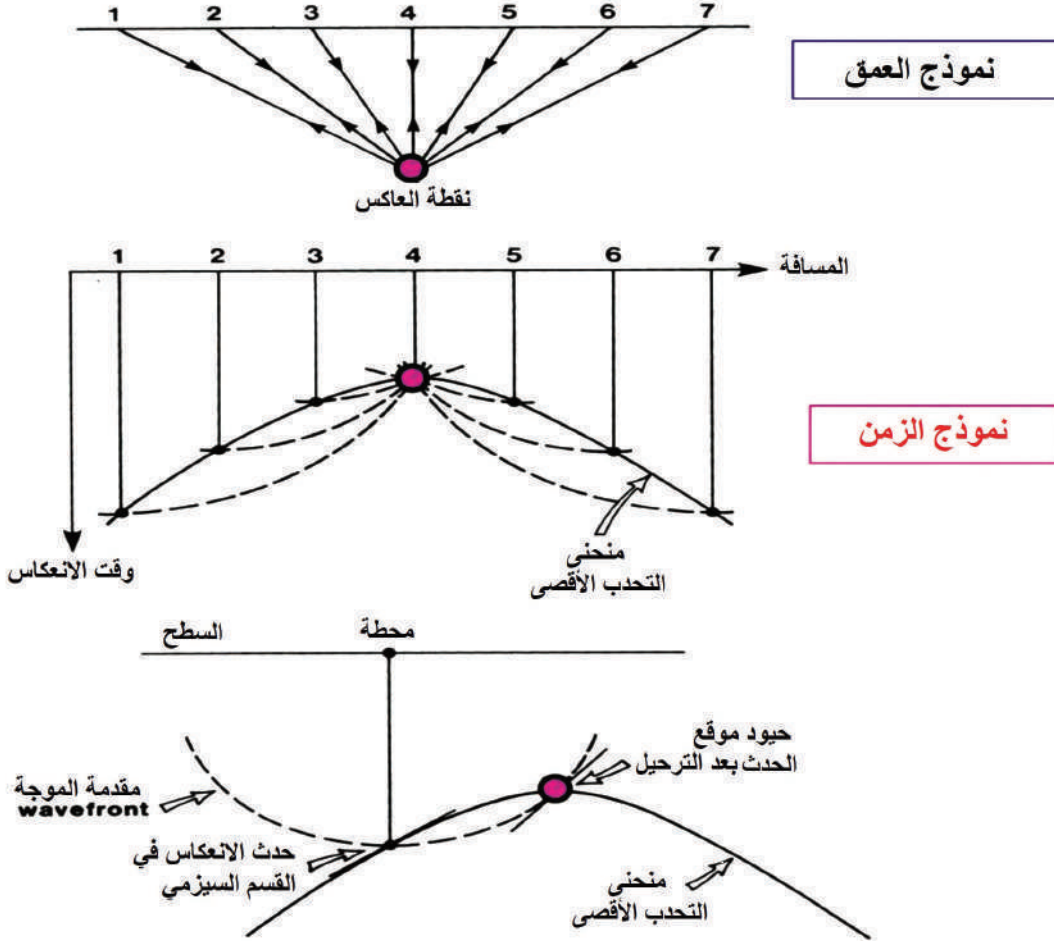
طريقة ستولت Stolt هي طريقة لتحريك العاكسات على موقعها الحقيقي. طريقة ستولت Stolt، على غرار طرق الترحيل الأخرى، يمكن عكسها في برنامج نمذجة. وهي تتأثر بشكل أساس بحسابات FFT (تحويل فورييه السريع) ثنائية الأبعاد للأمام والخلف. كيف تعمل هذه الخوارزمية؟ هذا يتضح أدناه، علاوة على ذلك، فإن البيانات المكسدة يُشار إليها بوظيفة الوقت والمسافة $u(t, x)$.

3. ترحيل الفروق المحدودة (Finite-Difference Migration):

عادةً ما يتم تطبيق ترحيل الفروق المحدودة من أجل التعامل مع استمرار الهبوط، ومع السرعات الجانبية المتغيرة. يمكن استخدام هذا النوع من الترحيل لإعطاء حل عند الميل الحاد والترحيلات الزمنية المحدودة، وكذلك عند الترحيل محدود الانخفاض اعتماداً بشكل أساس على السرعة والعمق ومساحة التتبع. كما أن هناك علاقة بين حلول ترحيل الفروق المحدودة والتشتت، وهذه الحقيقة قادرة على تقليل دقة الميل.

مبدأ ترحيل كيرشوف

Kirchhoff migration principle



نموذج العمق

نموذج الزمن

الشكل 70.6 : يستخدم ترحيل كيرشوف Kirchhoff مبدأ هيجنز Huygen لنقطة الحيود. يشكل الانعكاس استنتاج العديد من نقاط محاذاة الحيود. يتم تحقيق الترحيل عن طريق رسم الدوائر عبر الطاقة الموجودة أسفل نقاط (CMP) في قسم المكس والترحيل على طول هذه الدوائر إلى قمة منحنى الحيود. يكون الانحدار المحلي مماساً لمنحنى الحيود المستخدم لترحيل نقطة الصورة. يتم وضع الطاقة الزلزالية في قمة القطع الزائد المقابل. يُحدد انحناء القطع الزائد المطابق بواسطة سرعة (RMS) المحلية. سيؤدي تنفيذ هذا الإجراء لجميع النقاط في القسم إلى ظهور صورة نهائية تم ترحيلها بسبب التداخل البناء والمدمر.



7.7.6 السمات الزلزالية Seismic Attributes

السمات الزلزالية: هي مقياس كمي للخاصية الزلزالية محل الاهتمام. كان تحليل السمات جزءاً لا يتجزأ من تفسير الانعكاس الزلزالي منذ ثلاثينات القرن الماضي، عندما بدأ الجيوفيزيائيون في اختيار أوقات الانتقال للانعكاسات المتماصة على سجلات الحقول الزلزالية. السمات الزلزالية هي جميع المعلومات التي تم الحصول عليها من البيانات الزلزالية، إما عن طريق؛ القياسات المباشرة، أو عن طريق التفكير المنطقي، أو التفكير القائم على الخبرة، وبالتالي، فإن حساب السمات واستخدامها يعود في الواقع إلى أصول طرق الاستكشاف الزلزالي. تم استخدام أوقات الوصول والانخفاضات للأحداث الزلزالية في تقدير البنية الجيولوجية. تم استخدام طريقة الموجات فوق الصوتية والاستقبال الاتجاهي على نطاق واسع في الحد من الضوضاء وترحيل الوقت. أدى إدخال برامج الارتباط التلقائي والتحول التلقائي إلى تقديرات أفضل للتقدير المتعدد، واستخدام أكثر دقة لعملية التفكيك المطورة لاحقاً. أعطى تحليل سرعة (NMO) تقديرات أفضل لسرعة الفترة، وهندسة أكثر دقة تحت السطح. أدت تقنيات النقاط المضيئة إلى اكتشافات الغاز، زان تخللها بعض الإخفاقات.

تم استخدام السمات الزلزالية لكل من التفسير الوصفي والكمي. مثال على التفسير الوصفي، هو استخدام خرائط مقدار الانخفاض، أو تراجع السمات، أو التركيب المتبقي لتفسير أنماط تتبع الأخطاء التفصيلية في الأفق. ومثال على التفسير الكمي، هو محاولة ربط الصفات بخصائص الممكن المقاسة في البئر (الشكل 71.6).

صنفت السمات الزلزالية أساساً إلى فئتين: (1) السمات الفيزيائية. (2) السمات الهندسية.

يتم تعريف السمات الفيزيائية على أنها تلك السمات التي ترتبط ارتباطاً مباشراً بانتشار الموجة وعلم الصخور والمعاملات الأخرى. يمكن تصنيف هذه السمات المادية بشكل أكبر على أنها سمات ما قبل المكس Pre Stack وما بعد المكس Post Stack، وكل له فئات أخرى فرعية مثل سمات لحظية وموجية. تحسب السمات اللحظية عينة تلو الأخرى، وتشير إلى التغيير المستمر للسمات على طول محور الوقت والمكان. من ناحية أخرى، تمثل سمات الموجة Wavelet خصائص الموجة وطيف سعتها.

الصفات الهندسية: هي الميل Dip والسمت Azimuth والانقطاع Discontinuity. تتوافق سمة الميل Dip أو سعة البيانات مع انخفاض الأحداث الزلزالية. يفيد الميل في أنه يجعل العيوب أكثر وضوحًا. تتوافق سعة البيانات الموجودة على سمة السمت مع سمت الاتجاه الأقصى للميل في السمة الزلزالية.

سمات ما بعد المكس: سمات مشتقة من البيانات المكسدة. السمة هي نتيجة الخصائص المشتقة من الإشارة الزلزالية المعقدة. تم وصف مفهوم الآثار المعقدة لأول مرة بواسطة (Tanner، 1979). ويتم تعريف التتبع المعقد على النحو التالي:

$$CT(t) = T(t) + iH(t)$$

حيث:

$$CT(t) = \text{أثر معقد}$$

$$T(t) = \text{أثر زلزالي}$$

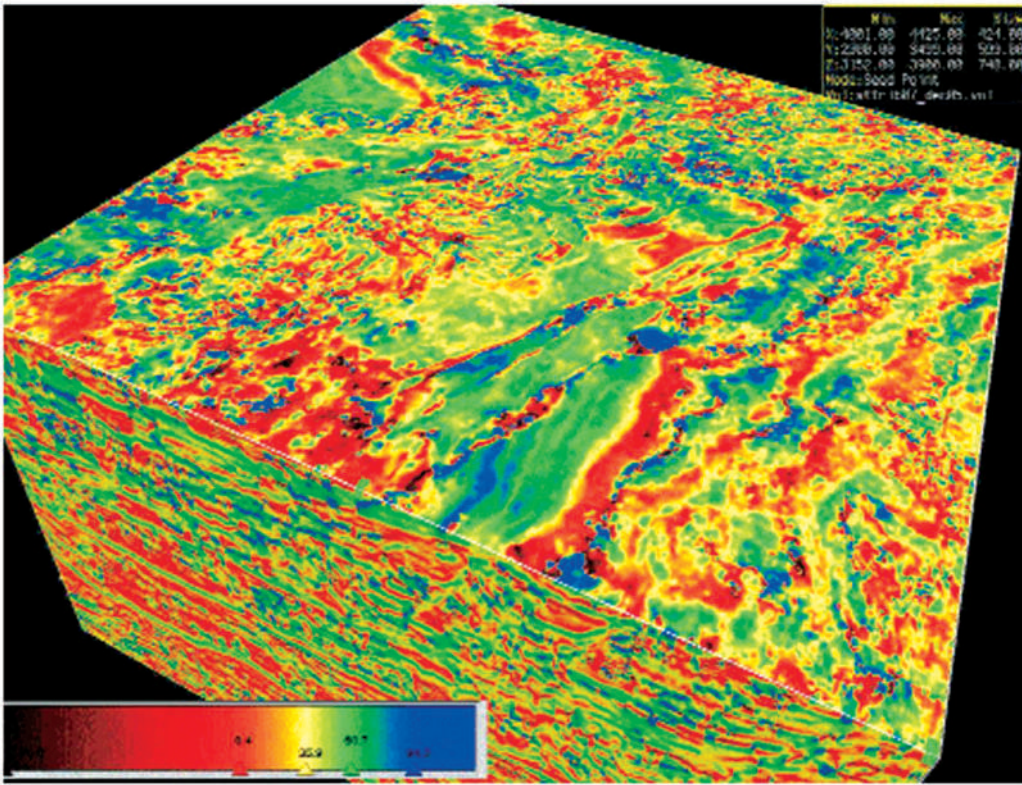
$$H(t) = \text{تحويل هلبرت لـ } T(t)$$

$$H(t) \text{ هو انتقال طور } 90^\circ \text{ من } T(t)$$

بعض خصائص السمات السيزمية الأساسية:

- يمثل بشكل أساسي تباين المعاوقة الصوتية، وبالتالي الانعكاسية، والبقع المضيفة، وتراكم الغاز المحتمل، وحدود التسلسل، وتأثيرات ضبط طبقة رقيقة، وتغيرات كبيرة في البيئة الترسيبية، والارتباط المكاني بالمسامية، والتغيرات الصخرية الأخرى، وهو يشير إلى المجموعة، وليس مكون الطور لانتشار الموجة الزلزالية.





الشكل 71.6 يوضح خصائص السمات السيزمية
<https://csegrecorder.com/seismic-attributes>

8.7.6 تطبيقات الانعكاس السيزمي

Applications of Seismic Reflection

الانعكاس السيزمي تقنية تستخدم مجموعة متنوعة من التطبيقات على نطاق واسع، لفهم باطن الأرض على أعماق مختلفة، ومع ذلك لها بعض العيوب كما هو موضح في (الجدول 4.6).

1. التطبيقات القريبة من السطح: تركز هذه التطبيقات على استكشاف وتصوير البنية الجيولوجية على مسافة تصل إلى كيلومتر واحد تحت سطح الأرض. وتشمل هذه عادة التنقيب عن الفحم والمعادن، فضلاً عن مواقع القنوات المدفونة.

2. استكشاف الهيدروكربون: يتضمن تصوير باطن الأرض لعمق يصل إلى 10 كيلومترات، ويمكن دمجه مع تقنيات أخرى لبناء نموذج جيولوجي مفيد لاستكشاف الهيدروكربونات. يتم هذا الاستكشاف في البيئات البرية والبحرية، وكذلك في المنطقة الانتقالية بينهما.

3. دراسة القشرة الأرضية: تتضمن استكشاف قشرة الأرض حتى أعماق تصل إلى 100 كيلومتر لفهم العمليات التكتونية.

تم استخدام مسوحات الانعكاس الزلزالي بنجاح في مشاريع؛ استكشاف البترول، والطاقة الحرارية الأرضية وتحري الفحم الضحل. كما تستخدم المعلومات والبيانات التي تم الحصول عليها من مسوحات الانعكاس الزلزالي لتحديد هندسة الطبقات الجوفية المختلفة، والسماوات التركيبية.

تستخدم دراسات استكشاف النفط والغاز والهندسة تقنيات رسم القطاع البروفيلي الزلزالي Profiling المستمر في المناطق المغطاة بالمياه بشكل روتيني، للحصول على معلومات جيولوجية تحت سطح الأرض. يمكن أيضاً استخدام رسم القطاع البروفيلي بشكل فاعل في الدراسات الهيدروولوجية لتحديد الإطار الجيولوجي لأنظمة خزانات المياه الجوفية بتحديد الحدود الهيدروولوجية، وفي بعض الأماكن، لتفسير الطابع الصخري لطبقات المياه الجوفية والأحواض المحصورة.



الجدول 4.6: يوضح مميزات وعيوب تقنية الانعكاس السيزمي

المحاسن	العيوب
جمع البيانات الزلزالية الانعكاسية بمسافات صغيرة بين المرسل والمستقبل بالنسبة للعمق المطلوب.	نظراً لأنه يجب استخدام العديد من المرسلات والمستقبلات لإنتاج صور ذات مغزى لما تحت سطح الأرض، فقد يكون الحصول على الملاحظات السيزمية الانعكاسية باهظة الثمن.
قد تعمل طرق الانعكاس الزلزالي، بغض النظر عن مدى اختلاف السرعة التي تنتشر بها الحركات عبر الأرض، باختلاف العمق.	يمكن أن تكون المعالجة الزلزالية الانعكاسية مكثفة جداً للحاسوب، وتتطلب أجهزة حاسوب متطورة ومستوى عال نسبياً من الخبرة. وبالتالي، فإن معالجة الملاحظات الزلزالية الانعكاسية باهظة الثمن نسبياً.
يمكن تفسير الملاحظات الانعكاسية الزلزالية بسهولة أكبر من حيث الجيولوجيا المعقدة.	نظراً لكم الهائل من البيانات التي يتم جمعها، والتعقيدات المحتملة التي يفرضها انتشار حركة الأرض عبر أرض معقدة، والتعقيدات التي تفرضها بعض التبسيطات اللازمة التي تتطلبها مخططات معالجة البيانات، تتطلب تفسيرات الملاحظات الزلزالية الانعكاسية مزيداً من التعقيد والمعرفة العلمية والعملية.
تستخدم الملاحظات الانعكاسية السيزمية مجال الموجة المنعكسة بالكامل (أي التاريخ الزمني لحركة الأرض على مسافات مختلفة بين المصدر والمستقبل).	
يتم تصوير باطن الأرض مباشرة من الملاحظات المكتسبة.	

8.6 تحليل الموجات السطحية Analysis of Surface Waves

يمكن تطبيق عدة أنواع من طرق الموجات السطحية لاستخراج منحنيات تشتت موجة رالي من بيانات الموجات السطحية المسجلة، واستخدامها لتقدير ملف سرعة موجة القص لأعلى طبقات التربة. من بينها؛ التحليل الطيفي للموجات السطحية (SASW)، والتحليل متعدد القنوات لموجات السطح (MASW). تتميز طريقة (MASW) بالعديد من المزايا مقارنة بإجراء (SASW). يستغرق الحصول على البيانات في الميدان وقتاً أقل بكثير، وتكون معالجة البيانات أسرع وأسهل في التشغيل الآلي. علاوة على ذلك، يمكن بسهولة تحديد مصادر الضوضاء، مثل تضمين موجات الجسم والموجات المنعكسة/المتناثرة، والقضاء عليها مقارنة بطريقة (SASW). إن الحد من الضوضاء له أهمية كبيرة، لأنه يؤدي في النهاية إلى شكل أكثر دقة لسرعة موجة القص. بالإضافة إلى ذلك أن مراقبة خصائص التشتت متعدد الوسائط، وتوليد صور تشتت ثنائية الأبعاد (أو ثلاثية الأبعاد) تصبح ممكنة ومجدية اقتصادياً باستخدام طريقة (MASW). يمكن تقسيم طريقة (MASW) إلى ثلاث خطوات رئيسية:

- الحصول على البيانات.
- تحليل التشتت. (تحديد منحنى تشتت موجة رالي).
- تحليل الانعكاس.



1.8.6 طريقة التحليل الطيفي للموجات السطحية SASW

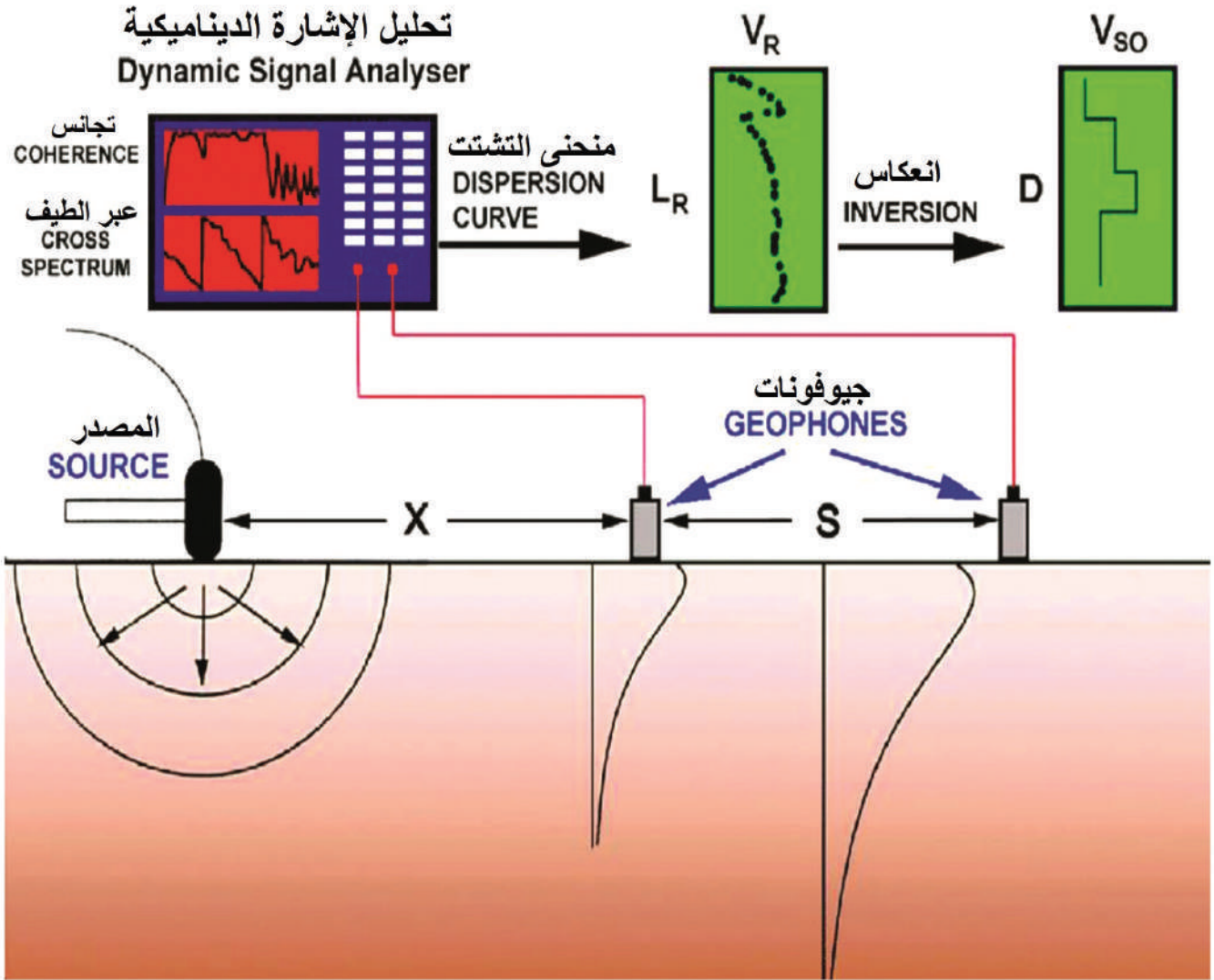
Spectral Analysis of Surface Waves

هي طريقة زلزالية جديدة نسبياً، لتحديد سرعة موجة القص في الموقع. يتم إجراء الاختبار على سطح الأرض، مما يسمح بإجراء قياسات أقل تكلفة من قياسات الآبار التقليدية. أساس طريقة (SASW) هو خاصية تشتت موجات رايلي عند الانتقال عبر وسط متعدد الطبقات. يتم تحديد سرعة موجة رايلي بواسطة خصائص المواد (سرعة موجة القص في المقام الأول، ولكن أيضاً سرعة موجة الانضغاط وكثافة المواد) من باطن الأرض إلى عمق حوالي 1 إلى 2 من الأطوال الموجية. كما هو موضح أدناه، الأطوال الموجية الأطول تخترق بشكل أعمق، وتتأثر سرعتها بخصائص المواد عند عمق أكبر (الشكل 72.6)

يتكون اختبار (SASW) من قياس سطح منحنى تشتت الموجة في الموقع، وتفسيره للحصول على سرعة موجة القص المقابلة، واقطاع البروفيلي، يستخدم مصدر ديناميكي لتوليد السطح موجات ذات أطوال موجية مختلفة (أو ترددات) يتم مراقبتها بواسطة جهازي استقبال أو أكثر في إزاحة معروفة. البيانات من الأمام والعكس يتم حساب متوسط التشكيلات معاً.

يتم استخدام انتشار المستقبل لتجنب تأثيرات المجال القريب المرتبطة بموجات رايلي وجهاز استقبال المصدر.

تم تحسين الهندسة لتقليل الجسم إشارة الموجة. أثناء تحليل البيانات، كل بيانات المرحلة يتم فحصها يدوياً من خلال برنامج تفاعلي بعملية اخفاء لتجاهل البيانات منخفضة الجودة.



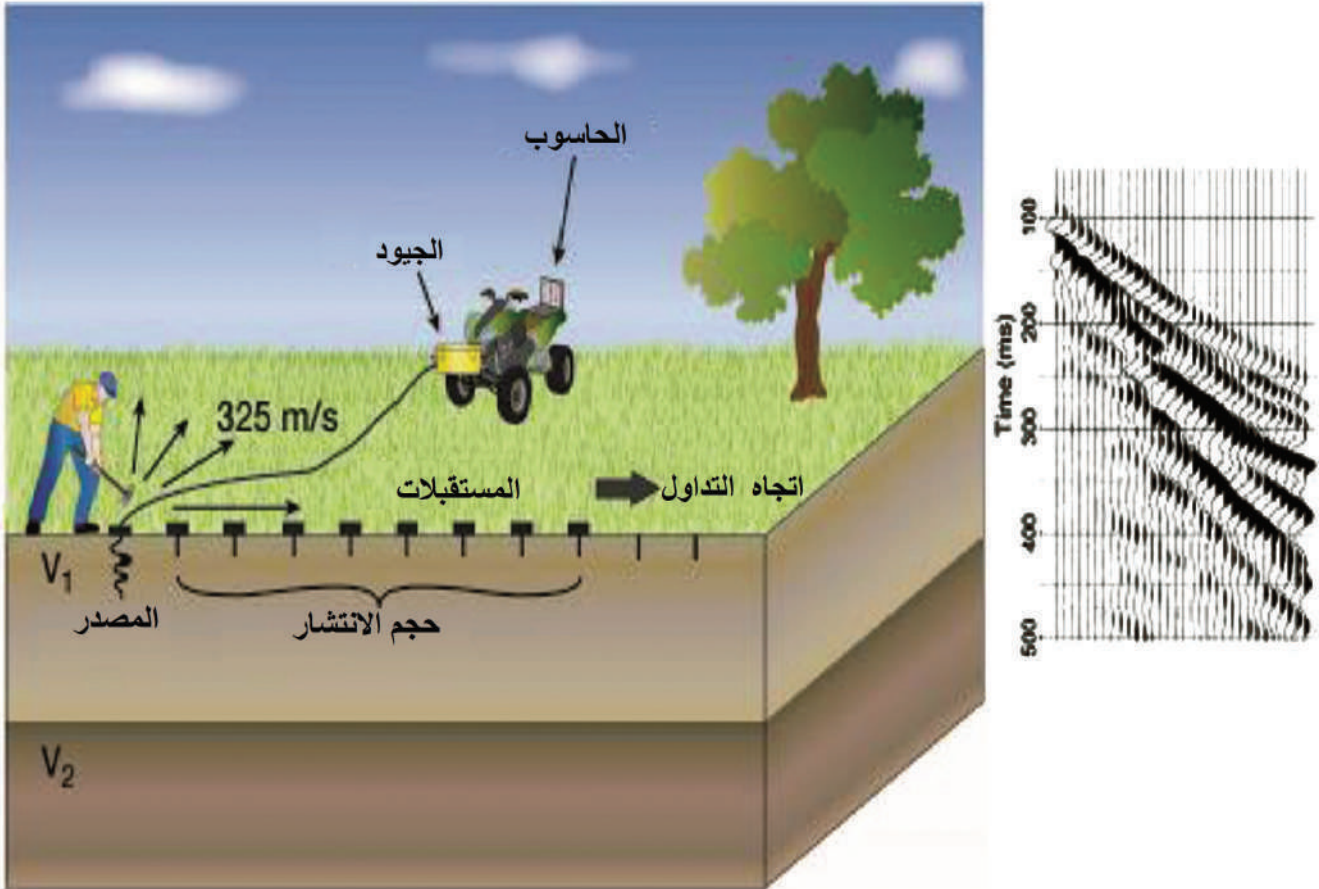
الشكل 72.6 مبدأ طريقة التحليل الطيفي للموجات السطحية SASW
(Park et al., 2007)



2.8.6 طريقة MASW

تقنية التحليل متعدد القنوات للموجات السطحية هي طريقة استكشاف زلزالية لتقدير وإيجاد الموجات القصية Shear Waves. طبقت لأول مرة بواسطة (Park *et al.*, 1999)، إذ يتم نشر اللاقطات بشكل خط مستقيم وبمسافات متساوية في منطقة الدراسة. وتستخدم هذه الطريقة خصائص موجات رالي Rayleigh waves للحصول على سرعة الموجات القصية، وتستخدم بشكل كبير في التطبيقات ذات العمق الضحل المتعلقة بالأعمال البيئية والهندسية والجيوتقنية. تقسم طريقة (MASW) إلى نوعين اعتماداً على مصدر الطاقة المستخدم لتوليد الموجات، النوع الأول: يسمى النشط Active والذي تستخدم فيه مصادر زلزالية تقليدية، مثل: المطرقة والهزازات وغير ذلك، ويكون موقع المصدر معلوماً، وهو النهج المفضل نظراً لقدرته على التحكم في مسافة المصدر إلى الانتشار الزلزالي. يمكن أن يؤثر الأخير على القدرة على مراقبة الترددات المنخفضة أو العالية للوضع الأساس لموجة السطح (وبالتالي «رؤية» أعمق أو أقل عمقاً) اعتماداً على كون المصدر بعيداً أو قريباً نسبياً، والنوع الثاني: يسمى السلبي Passive ويعتمد على المصادر الطبيعية، مثل: النشاط البشري أو حركة المرور، كونها مصدراً للطاقة، أما ترتيب المرسلات فيها فيكون بشكل خطي أو بأشكال هندسية مختلفة (Park *et al.*, 2007)، إذ يمثل المصدر الضوضاء المحيطة، والتي تنتشر في مختلف الاتجاهات (الشكل 73.6).

تطبيقات (MASW) متعددة منها؛ إنتاج خريطة عمق الأرض الصخرية (صخور الأساس)، وتحديد بارامترات جيوتقنية (معامل موجات القص)، والكشف عن الفجوات، ورسم مقاطع تحت سطحية، ومسح نطاقات فوق طبقات أقل صلابة.



الشكل 73.6 مبدأ التحليل متعدد القنوات للموجات السطحية (MASW) باستخدام المصدر النشط. الرسم التخطيطي للحصول على البيانات يوضح المصدر والمستقبلات والاتجاه المتداول (تحريكهم جميعاً) وفي الجزء الأيمن الإشارة من جميع أجهزة الاستقبال التي تقوم بتسجيل اللقطة الزلزالية. (Park et al., 2007)



9.6 الطرق السيزمية للبئر Well Seismic methods

توجد حاجة ماسة للقيم الدقيقة لثوابت المرونة المحددة لديناميكا المواد التي تدخل في البناء. تشمل هذه الثوابت معامل الصلابة، معامل يانج، المعامل الحجمي الكلي، ونسبة بواسون. إن هذه الثوابت مهمة جداً في الدراسات الهندسية، فمثلاً يتطلب بناء تراكيب كبيرة مثل محطات الطاقة النووية، وأرصعة النفط داخل البحار بعيداً عن الشواطئ إدخال ومساهمة مثل هذه الثوابت في مراحل التصميم للأخذ في الاعتبار الحمل الديناميكي الناتج على سبيل المثال من الزلازل. يمكن الحصول على هذه الثوابت، بالإضافة إلى معلومات أخرى مثل سرعة الموجات السيزمية، من خلال القياسات السيزمية بين الآبار. يوجد مستويان من القياسات والذي من خلاله يتم تنفيذ التفسير:

(1) القياسات بين الآبار التي تمدنا بقيمة سرعة الموجات التضاغطية وموجات القص.

(2) رسم كامل للوضع السطحي والطبقي (Full tomography) في المستوى بين الآبار، وهذا يتطلب قياسات عبر عدة آبار للحصول على بيانات كاملة.

سوف يتم التركيز في هذا الجزء على المستوى الأول فقط. لقد تم الاقتراح على أن تحديد معاملات المرونة عند انفعال قليل سوف يزودنا بقيم أكثر تمثيلاً للانفعال في البيئة المحيطة مقارنة بالقياسات التي تتم على عينات في المعمل. عموماً تزودنا القياسات عبر الآبار بقراءات حقلية ذات قيم متوسطة متأثرة بكل العوامل المحيطة، على عكس ما يتم مع القياسات المعملية لعينات متفرقة ومنفصلة عن بعضها.

1.9.6 طريقة زلزالية الثقوب المتقاطعة Cross-Hole Seismic

تقنية Cross-Hole مع تقنية Down-Hole هي جزء من المسوحات الزلزالية للبئر. الفرق الرئيس بينهما هو موقع الجيوفون والمصدر الزلزالي. في تقنية Cross-Hole، المصدر الزلزالي في بئر واحدة، والجيوفونات موضوعة في حفرة أخرى مجاورة. تقيس طريقة الثقوب المتقاطعة وقت انتشار الموجات الزلزالية، بين بئر المرسل وبئر المستقبل، ويُستنتج من موجات الانضغاط (موجات P) وموجات القص (S) الخصائص الميكانيكية للتربة؛ نسبة بواسون، ومعامل يونغ ومعامل القص.

مبدأ طريقة الثقوب المتقاطعة : يتكون من إصدار صدمة تولد موجات القص. يتم استقبال إشارات موجات الضغط (P) وإشارات موجات القص (S) باستخدام مستشعر جيوفون ثلاثي الاتجاهات يقع على أعماق مختلفة في حفرة البئر. يتم أخذ قياسات الثقوب المتقاطعة، والمسافة كل 1 متر على طول مسار أفقي. يتم قياس الأعماق بالنسبة لمستوى الأرض بجوار البئر. لكل مستوى يتم أخذ القياسات وفقاً للاستقطابين (صدمة نحو الأعلى ونحو الأسفل) للتعرف بسهولة على الموجة (S). عادة ما تكون موجة القص مرئية بوضوح عندما تكون سرعة انتشارها منخفضة (سمة من سمات سلوك التردد المنخفض). من المستحسن استخدام أكثر من بئرين لتقليل الأخطاء المحتملة الناتجة عن قياس وقت الزناد، وتأثيرات الغلاف ومواد الردم (المواد الموضوعة بين الغلاف وجدار البئر)، وتباين الموقع (الشكل 74.6).

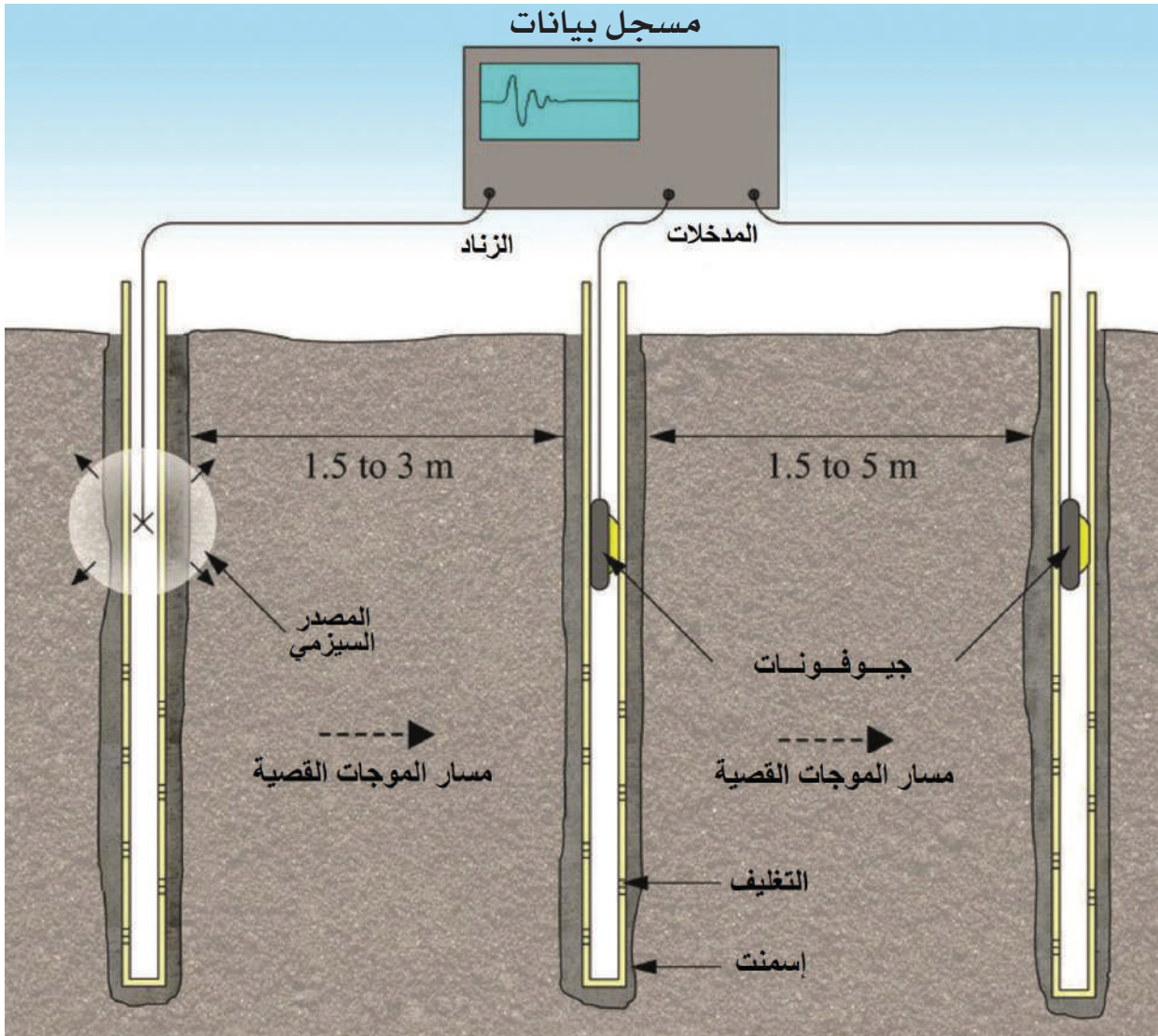
غالباً ما يسمح مسح Cross-Hole باختبار طبقات التربة الفردية نظراً لأن حدود الطبقة غالباً ما تكون أفقية تقريباً. يمكنه أيضاً اكتشاف الطبقات الخفية التي يمكن أن تفوتها استطلاعات الانكسار الزلزالي. يمكن أن توفر المسوحات عبر الفتحات بيانات سرعة موثوقة تصل إلى أعماق تتراوح ما بين 50 إلى 60 متراً باستخدام مصادر الدفع الميكانيكية.

من المهم جداً ألا تكون المسافة بين الآبار مفرطة في الاتساع. نظراً لأن طاقة المصادر محدودة، وبالتالي فإن جودة الإشارة تتناقص مع زيادة الفصل بين الآبار. أيضاً، تتناقص قدرة حل الطريقة مع المسافة، حيث يجب أن تكون هناك دائماً علاقة بين حجم «الشذوذ» وقسم الأرض، بين آبار الاستقبال والانبعثات.



• التطبيقات

- تحديد الخصائص الجيوديناميكية للتربة
 - تقدير مخاطر الزلازل
 - قياس معاملات التوهين للأرض
 - تقييم استمرارية المواد الأفقية والعمودية
 - رسم بروفايل سرعات الموجات الزلزالية في الموقع (P & S)
 - تحليلات التسييل ودراسات التشوه والتحريات المتعلقة بتضخيم وتخفيف حركة الأرض.
- كذلك يمكن تطبيقها بشكل شائع في موقع «مناطق الشذات» بين الآبار (التجاويف، والتكهفات إلخ)، وكذلك لدراسة عدم تجانس التضاريس بين الآبار والاساسات ومداخل الانفاق.
- وتجدر الإشارة إلى ان هناك شروطاً لاختبار التصوير المقطعي السيزمي للبئر يجب أخذها بالاعتبار وهي:
- أن تكون الآبار الخاصة بالإرسال والاستقبال، مغطاة بأنايب (PVC) ومملوءة بالماء.
 - معرفة موقع البئر المكاني (الحيود والميل) بدقة +/- 5 سم في الأبعاد (X، Y، Z)؛ خلال المسح بأكمله، لأنه بهذه الدقة يجب أن تعرف إحداثيات مصدر الطاقة.
 - أن تصل المجسات إلى عمق يزيد بنسبة 20-30% عن العمق الموضوع عليه هدف الدراسة.



الشكل 74.6 يوضح مبدأ طريقة الثقوب المتقاطعة Cross-Hole /<http://www.ultrasonictomography.com/it>



2.9.6 طريقة الثقوب السفلية Down-Hole Seismic

تُستخدم هذه الطريقة بشكل شائع لتحديد سرعة الموجة الانضغاطية والقص مقابل العمق. تُستخدم بيانات السرعة هذه للمساعدة في تقييم الاستجابة الجيولوجية والزلزالية لموقع معين. في المسح السيزمي لأسفل البئر، يتم وضع مصدر زلزالي على السطح بالقرب من حفرة البئر، ويتم وضع اثنين من الجيوفونات ثلاثية المحاور في أعماق محددة في البئر. البيانات الأولية التي يتم الحصول عليها من مسح قاع البئر هي؛ أزمنة المسار لموجات الضغط والقص من المصدر إلى الجيوفونات، والمسافة بين المصدر والجيوفونات.

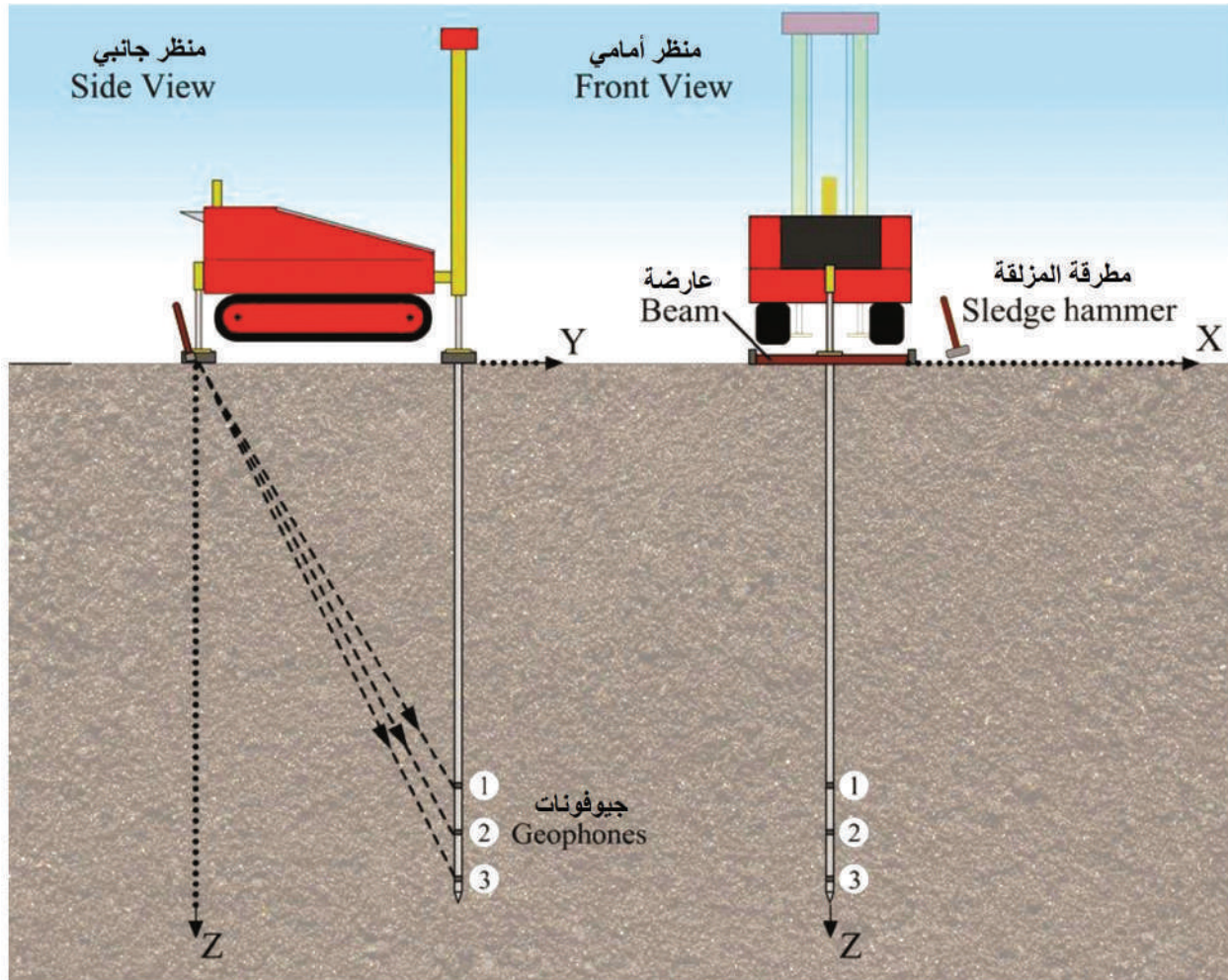
اختبار الزلازل في قاع البئر، هو اختبار في الموقع وتحديد سرعة الموجات الزلزالية الأولية (P) والثانوية (S) لتوفير معايير التربة المرنة. تُستخدم سرعات موجات (P و S) في؛ تحليل الأساس الجيوتقني، وتحليل التربة الثابت والديناميكي، وتقييم التميع وما إلى ذلك. يتطلب هذا الاختبار اللوح الخشبي والمطرقة والجيوفون ثلاثي المحاور. يتم تجهيز حفرة البئر المطلوبة للاختبار باستخدام أنبوب (PVD). يتم وضع اللوح الخشبي على سطح تربة ثابت على بعد 3 أمتار من البئر، ووضع أكياس التربة عليه من أجل الثبات. يتم توصيل الجيوفون بالحاسوب باستخدام كابل، ثم يوضع الجيوفون أسفل البئر. يتم إنشاء موجات (S) عن طريق الضرب بشكل منفصل عند كل طرف من نهايات اللوح الخشبي بمطرقة، ويتم إنشاء موجات (P) عن طريق ضرب اللوح الخشبي في الاتجاه الرأسي لأسفل لكل موقع اختبار. تستقبل الجيوفونات سرعات كل من الموجات (P و S) وتسجيلها باستخدام برنامج حاسوب محدد. يُجرى الاختبار عن طريق رفع الجيوفون حوالي 0.5 إلى 1 متر، في كل مرة حتى قمة البئر في موقع الاختبار بالإجراء نفسه. قد يصل عمق الاختراق إلى 100 متر، كما يمكن الحصول على رسم بياني لعمق الوقت وسرعات عمق لموجات (P و S). واستناداً إلى قيم موجتي (P و S)، يمكن تحديد نسبة بواسون ومعامل القص في التربة.

طريقة الثقوب السفلية: تتبع الصدمة على السطح، ويتم تحريك أجهزة الاستشعار المستقبلية عمودياً داخل حفرة البئر المستقبلية. باستخدام طريقة الثقوب العلوية، يكون مستشعر الاستقبال على السطح، ويتم توليد الصدمة في فتحة التجويف. يتكون التفسير من تحديد سرعات الموجات (P و S)، ثم تحديد عمق السرعة، ورسم بياني لوحدة السرعة. في نهاية الدراسة، يمكن تقديم المعاملات الجيوديناميكية؛ سرعة موجة الضغط (V_p)، وسرعة موجة القص (V_s)، ونسبة بواسون، ومعامل القص، ومعامل يونغ.

يتم تطبيق هذه الطريقة لتحديد سرعات الفترة من أوقات الوصول وأوقات الوصول النسبية للموجة (P) والموجات المستقطبة عمودياً (SV) والأفقية (SH) والمستقطبة (S)، والتي يتم إنشاؤها بالقرب من السطح، وتنتقل إلى أسفل إلى مصفوفة من أجهزة استشعار الزلازل المثبتة رأسياً. ثم يتم استخدام النتائج في تحليل سلوك التربة في كل من الأحمال الساكنة والديناميكية حيث تكون الثوابت المرنة متغيرات إدخال في النماذج التي تحدد حالات مختلفة من التشوهات، مثل المرونة والبلستيك المرن والفشل. استخدام آخر لسرعات موجات القص المقدر في التصميم الجيوتقني هو في تقييم تميع التربة (الشكل 75.6).

طريقة المسح السيزمي لقاع البئر هي طريقة ميدانية مهمة، تستخدم لتحديد المعلومات الجوفية الرئيسية في الموقع، ولهندسة الزلازل وغيرها من التحريات الجيوتقنية في الموقع. يتم إجراء مسوحات قاع البئر لقياس التوزيع الرأسي للسرعة الزلزالية في الأرض. توفر مثل هذه المسوحات معلومات مفصلة عن طبقات الأرض، والخصائص الهندسية للتربة والصخور الجوفية، غير المتوفرة من المسوحات السيزمية السطحية. يتم دمج ملفات تعريف سرعة موجة القص التي تم الحصول عليها من مسوحات قاع البئر بشكل روتيني في نمذجة استجابة الموقع لتقييم مخاطر الزلازل، وفي التصميم التركيبي وتحليل الاستقرار على المنحدرات وتحليل أساسات البناء.





الشكل 75.6 يوضح مبدأ طريقة الثقوب السفلية Down-Hole
[/http://www.ultrasonictomography.com/it](http://www.ultrasonictomography.com/it)

Solved Problems مسائل محلولة



أحسب معامل يونغ (E) لمادة ما، إذا طبق عليها إجهاد بمقدار 2 N/m^2 لتعطي انفعالاً مقداره 0.5 ؟

1

Stress, $\sigma = 2 \text{ N/m}^2$

Strain, $\epsilon = 0.5$

Young's modulus (E) = $\sigma / \epsilon = 2 / 0.5 = 4 \text{ N/m}^2$



أحسب معامل يونغ (E) لمادة ما، مقدار إجهادها (4 N/m^2) وانفعالها $= 0.15$ ؟

2

Stress, $\sigma = 4 \text{ N/m}^2$

Strain, $\epsilon = 0.15$

Young's modulus $E = \sigma / \epsilon = 4 / 0.15 = 26.66 \text{ N/m}^2$



ما هي علاقة معامل الصلابة بالمعاملات المرنة الأخرى؟

3

$2G(1+\nu) = E = 3K(1-2\nu)$

G is the Shear Modulus

E is the Young's Modulus

K is the Bulk Modulus

ν is Poisson's Ratio



ماذا يحدث لمعامل القص إذا زادت قوة القص المطبقة؟

4

عندما تزداد قوة القص، تزداد قيمة معامل القص أيضاً.





إذا كان معامل القص للمادة 1 هو (x pascals)، وللمادة 2
تساوي (30x pascals). ماذا يعني ذلك؟

5

إذا كان معامل القص للمادة 1 هو x باسكال، وللمادة 2 يساوي 30x باسكال. هذا
يعني أن المادة 2 أكثر صلابة من المادة 1.



مكعب زجاجي طول ضلعه = 250 مم، نسبة بواسون = 0.25، ذو قوة
طبيعية تبلغ (500 نيوتن) مطبقة للخارج عبر الوجوه المعاكسة، مما
ينتج عنه تمدد (30 نانومتر) بين تلك الوجوه. أوجد

6

(1) الإجهاد الطبيعي في المكعب،

(2) الانفعال الطبيعي في المكعب

(3) معامل يونغ للزجاج

(4) الإزاحة الجانبية لجوانب الكتلة الزجاجية.

Normal stress الإجهاد الطبيعي

$$\sigma_n = \frac{F_n}{A} = \frac{500}{(0.25)^2} = 8 \text{ kPa}$$

Normal strain الانفعال الطبيعي

$$\epsilon_n = \frac{\delta f}{f} = \frac{30 \times 10^{-9}}{0.25} = 0.12 \times 10^{-6}$$

Young's modulus معامل يونغ للزجاج

$$Y = \frac{\sigma_n}{\epsilon_n} = \frac{8 \times 10^3}{0.12 \times 10^{-6}} = 67 \text{ GPa}$$

Poisson's ratio الإزاحة الجانبية لجوانب
الكتلة الزجاجية

$$\nu = \frac{-(\delta d/d)}{\epsilon_n}$$

$$\begin{aligned} \delta d &= -\nu \epsilon_n d \\ &= -0.25 \times 0.12 \times 10^{-6} \times 0.25 \\ \delta d &= -7.9 \text{ nm} \end{aligned}$$



إذا علمت أن معامل صلابة النحاس = 45 جيجا باسكال. فإذا علمت أن مكعباً من النحاس ضلعه 500 مم يخضع لقوة قص 2250 نيوتن. أحسب:

7

(أ) إجهاد القص على المكعب،

(ب) إنفعال القص على المكعب،

(ج) إزاحة القص للوجه العلوي

(د) الزاوية (بالدرجات) التي يصنعها الجانب مع العمودي

$$\sigma_t = \frac{F_t}{A} = \frac{2250}{(500 \times 10^{-3})^2} = 9 \text{ kPa}$$

$$\varepsilon_t = \frac{\sigma_t}{G} = \frac{9 \times 10^3}{45 \times 10^9} = 0.2 \times 10^{-6}$$

$$\delta t = \varepsilon_t \cdot l = (0.2 \times 10^{-6}) \times (500 \times 10^{-3}) = 0.1 \mu\text{m}$$

$$\begin{aligned} \gamma &= \varepsilon_t (\text{radians}) = \varepsilon_t \times \left(\frac{180}{\pi} \right) \text{ degrees} \\ &= (0.2 \times 10^{-6}) \times \left(\frac{180}{\pi} \right) = (11.5 \times 10^{-6}) \end{aligned}$$





تم غمر كرة صلبة في سائل يتعرض لضغط هيدروستاتيكي = 6.15 جيجا باسكال. فإذا علمت أن هذا الضغط تسبب في انكماش قطر الكرة بنسبة 1%. أوجد المعامل الحجمي؟.

8

$$V_{old} = \frac{4}{3} \pi \left(\frac{d}{2}\right)^3 \quad V_{new} = \frac{4}{3} \pi \left(\frac{d-\delta}{2}\right)^3$$

$$\frac{\delta V}{V} = \frac{V_{new} - V_{old}}{V_{old}} = \frac{(d-\delta)^3 - d^3}{d^3}$$

$$= \frac{(d^3 - 3d^2\delta + 3d\delta^2 - \delta^3) - d^3}{d^3}$$

$$= -3\left(\frac{\delta}{d}\right) + 3\left(\frac{\delta}{d}\right)^2 - \left(\frac{\delta}{d}\right)^3$$

$$\approx -3\left(\frac{\delta}{d}\right) = -3(0.01) = -0.03$$

$$K = \frac{P}{-\left(\frac{\delta V}{V}\right)} = \frac{6.15 \times 10^9}{0.03} = 205 \text{ GPa}$$



ما هي معادلة نافيه Navier للحركة؟

9

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial t^2} = \vec{f} + (\lambda + 2\mu) \nabla(\nabla \cdot \vec{u}) - \mu \nabla \times \nabla \times \vec{u}$$

بافتراض أن الجسم متباين الخواص، بحيث يبقى اثنان فقط من جميع الثوابت المرنة، ويشار إليهما بـ $(\lambda$ و $\mu)$ يطلق عليهم ثوابت لاميه Lamé. هذه معادلة تفاضلية جزئية معقدة إلى حد ما ثلاثية الأبعاد تصف الإزاحة داخل الجسم المرن.



10 لماذا يجب أن تكون سرعة الموجة (P) دائماً أكبر من سرعة الموجة (S).

$$\frac{Vp^2}{Vs^2} = \frac{K + \frac{4\mu}{3}}{\frac{\rho}{\mu}} = \frac{K}{\mu} + \frac{4}{3}$$

دائماً ما تكون (K و μ) أرقاماً موجبة، لذلك دائماً ما يكون ($Vp > Vs$).



11 ما هو تردد نيكويست Nyquist والتعرج Aliasing ؟

تردد نيكويست Nyquist هو عرض النطاق الترددي لإشارة عينة، ويساوي نصف تردد أخذ العينات لتلك الإشارة. إذا كانت الإشارة التي تم أخذ عينات منها تمثل نطاقاً طيفياً مستمراً يبدأ من 0 هرتز (وهي الحالة الأكثر شيوعاً لتسجيلات الكلام)، فإن تردد نيكويست هو أعلى تردد يمكن أن تمثله الإشارة التي تم أخذ عينات منها بشكل لا لبس فيه. على سبيل المثال، إذا تم أخذ عينات من إشارة الكلام عند 22050 هرتز، فإن أعلى تردد يمكن أن نتوقع وجوده في إشارة العينة هو 11025 هرتز. وهذا يعني أنه لمراعاة هذا التوقع، يجب علينا تشغيل الإشارة المستمرة من خلال مرشح تمرير منخفض بتردد قطع أقل من 11025 هرتز؛ خلاف ذلك، فإننا سنواجه ظاهرة التعرج. بالطبع، مع تردد أخذ العينات البالغ 22050 هرتز، يمكننا أيضاً تمثيل نطاق إشارة محدود بين، على سبيل المثال، 40000 هرتز و 51025 هرتز، ولكن هذا يبدو أقل فائدة.

التعرج Aliasing : هو ظاهرة غموض إشارة عينة. على سبيل المثال، مع تردد أخذ العينات البالغ 10 كيلو هرتز، تتلقى موجة جيبيية بتردد 3 كيلو هرتز نفس التمثيل مثل موجة جيبيية بتردد 7 كيلو هرتز أو 13 كيلو هرتز أو 17 كيلو هرتز، وهكذا. إذا كان المقصود من الإشارة التي تم أخذ عينات منها أن تمثل نطاقاً طيفياً مستمراً يبدأ من 0 هرتز (وهي الحالة الأكثر شيوعاً لتسجيلات الكلام)، فمن المحتمل أن يتم تفسير كل هذه النغمات على أنها نغمات 3 كيلو هرتز بعد أخذ العينات. لعلاج هذا الموقف غير المرغوب فيه، عادةً ما يتم ترشيح الإشارة بتمرير منخفض بتردد قطع أقل بقليل من 5 كيلو هرتز، قبل أخذ العينات.





12 كيف يمكن حل قيود الانكسار الزلزالي؟

12

يمكن حل LVL عن طريق الحفر أو استخدام تقنيات الانعكاس الزلزالي. يمكن حل الطبقة الخفية باستخدام الحفر أيضاً وتحديد العمق عن طريق تطبيق الانكسار الزلزالي.



13 ما هي أنواع الموجات التي يتم تسجيلها عند أي أثر زلزالي Traces؟

13

يتكون الأثر الزلزالي المسجل في كل كاشف من:

الموجة المباشرة P-wave التي تنتقل من المصدر الموجود أسفل سطح الأرض مباشرة بسرعة v_1 . وقت السفر للموجة المباشرة هو: $t_d = x / v_1$ ، حيث (x) هي المسافة من المصدر.

لفة الأرض - موجة رايلي تنتقل على طول سطح الأرض بسرعة v_R . وقت الانتقال للفة الأرضية هو: $t_g = x / v_R$.

الموجة المنعكسة - الموجة (P) التي تنعكس من السطح البيني بين الطبقة 1 والطبقة 2. عند تجمع المرسل، سيشكل وصول الموجة (P) المباشرة وموجات رايلي خطوطاً مستقيمة. يمر كلا الخطين عبر الأصل (t = 0 عند x = 0)، ويكون منحدر وصول لفة الأرض أكثر حدة، لأن $v_R < v_1$



اذكر جميع المرشحات التي يمكن استخدامها لإزالة الضوضاء الزلزالية؟

14

يمكن إزالة الضوضاء السيزمية عن طريق تطبيق مرشحات مجال التردد. يتم تحليل محتوى التردد لكل أثر زلزالي، ويتم استخدام المرشحات لإزالة نطاق معين من الترددات من البيانات. المرشحات الشائعة هي:

مرشح التمرير العالي **High pass filter** (أو مرشح القطع المنخفض): يتم الاحتفاظ بجميع الترددات فوق تردد معين، وتتم إزالة الترددات المنخفضة.

مرشح التمرير المنخفض **Low pass filter** (أو مرشح القطع العالي): يتم الاحتفاظ بجميع الترددات التي تقل عن تردد معين، وتتم إزالة الترددات المنخفضة.

مرشح تمرير النطاق **Band pass filter**: يتم الاحتفاظ بالبيانات فقط ضمن نطاق تردد معين.

مرشح نوتش **Notch filter** - يتم الاحتفاظ به كي يزيل البيانات ضمن نطاق تردد معين.



ما هو ترحيل ما بعد المكس **Post-stack**؟

15

يتم ترحيل آثار الإزاحة الصفيرية التي تم الحصول عليها من تكديس CMP. هذا يقلل من عدد الآثار التي يجب ترحيلها، مما يقلل من وقت الحوسبة. بالإضافة إلى ذلك، فإن النسبة الأعلى للإشارة إلى الضوضاء تجعل الترحيل أكثر استقراراً. ومع ذلك، فإن إجراء التكديس يفترض أن العاكسات قريبة من الأفقي، وبالتالي فهي غير صالحة في المناطق ذات الأشكال الهندسية ثلاثية الأبعاد المعقدة.





ما هو ترحيل ما قبل المكس Pre-stack ؟

16

يتم ترحيل الآثار الفردية قبل التكديس. يمكن أن يكون هذا مكثفًا من الناحية الحسابية، ولكنه عادةً ما ينتج عنه نتائج أفضل من ترحيل ما بعد المكس



صنف جميع احتمالات الآثار الزلزالية Traces ؟

17

- الضربة المشتركة (CSP): كل الآثار التي تنتمي إلى الضربة نفسها
- نقطة المنتصف العامة (CMP): كل الآثار التي تنتمي إلى نقطة المنتصف نفسها
- جهاز استقبال مشترك (CRP): يتم تسجيل جميع الآثار باستخدام الجيوفون نفسه
- الإزاحة المشتركة (COP): جميع الآثار مع الإزاحة نفسها بين الضربة والجيوفون



ما هو الارتباط المتبادل Cross-correlation ؟

18

دالة الارتباط المتبادل؛ هي مقياس للتشابه بين مجموعتي بيانات. يتم إزاحة مجموعة بيانات واحدة بمقادير متفاوتة بالنسبة إلى الأخرى، ويتم ضرب القيم المقابلة للمجموعتين معاً، ويتم تجميع المنتجات لإعطاء قيمة الارتباط المتبادل.



19 ما هو تحويل f-k ؟

يعتبر تحويل f-k من حيث المبدأ تحويل فورييه ثنائي الأبعاد . بالتوافق مع تحويل المحور الزمني إلى مجال التردد، يتم تحويل المحور (x) إلى مجال رقم الموجة . التردد يشير إلى عدد التذبذبات في الثانية .



20 ما هو Demultiplexing ؟

أربعة جيوفونات: A، B، C، D، تسجل العينات 1، 2، 3، 4، ...، يخزن جهاز التسجيل العينات بالترتيب المسجل . تقوم عملية إزالة تعدد الإرسال بفصل جميع العينات لإنتاج تسلسل زمني لكل جيوفون .



21 توجد طبقة رقيقة أفقية من الصخر الزيتي ($V_p = 2.8$ كم / ثانية) داخل حجر من الرمل ($V_p = 2.5$ كم / ثانية). ما هو الحد الأدنى لسمك الصخر الزيتي الذي يمكن حله في مسح Vibroseis ؟ (استخدم متوسط التردد).

حوالي 14 مترًا باستخدام متوسط تردد يبلغ حوالي 50 هرتز.





22 اشرح كيف (أ) يمكن أن تظهر واجهة من خلال الانعكاس الزلزالي ولكن ليس بالانكسار الزلزالي، و (ب) بالعكس.

(أ) يوجد انعكاس للسرعة (طبقة منخفضة السرعة)؛ الطبقة الموجودة أسفل الواجهة رقيقة جداً (طبقة خفية) ؛ تفصل الواجهة الطبقات بالسرعات نفسها، ولكن بمقاومات صوتية مختلفة
(ب) الواجهة متدرجة وتتجاوز $\lambda/2$.



23 ما هي المبادئ الثلاثة الرئيسية للانتشار السيزمي؟

قانون سنل Snells : الحصول على زوايا انتشار الأشعة
مبدأ فيرمات : مسار شعاع الموجة هو مسار اجتياز أقل وقت
مبدأ هيجنز Huygens : أي نقطة على طول مقدمة الموجة تعمل كمصدر لموجات جديدة.



طبقة من حجر الرمل سمكها 600 م، تعلو صخور قاعدة من الجرانيت بسرعة أعلى. يتم إنشاء موجة زلزالية على السطح وتنتقل عمودياً إلى أسفل. في واجهة حجر الرمل / الجرانيت، تنقسم الموجة الساقطة إلى موجة منعكسة وموجة مرسلية. احسب معاملات الانعكاس والانتقال؟

يمكن حساب سعة الموجات المنعكسة والمرسلية (A_r و A_t) من معادلات Zoep-pritz. افترض أن $A_i = 1.0$ وأنه لا يوجد انتشار هندسي أو توهين أو تشتت. السرعة والكثافة ثابتة داخل كل طبقة. أولاً، احسب مقاومة كل طبقة:

$$Z_1 = \rho_1 v_1 = 2700 \times 4.1 = 11,070 \text{ (kg km s}^{-1} \text{ m}^{-3}\text{)}$$

$$Z_2 = \rho_2 v_2 = 2700 \times 5.6 = 15,120 \text{ (kg km s}^{-1} \text{ m}^{-3}\text{)}$$

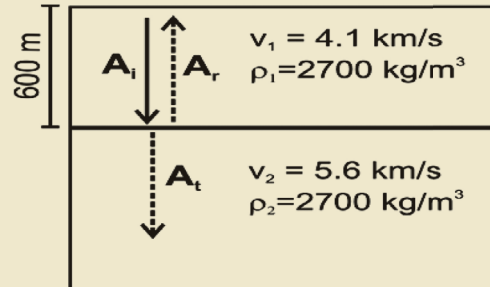
The reflection and transmission coefficients are then:

$$R = 0.15 , \quad T = 0.85$$

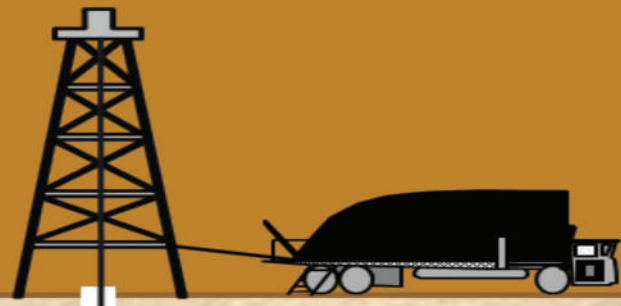
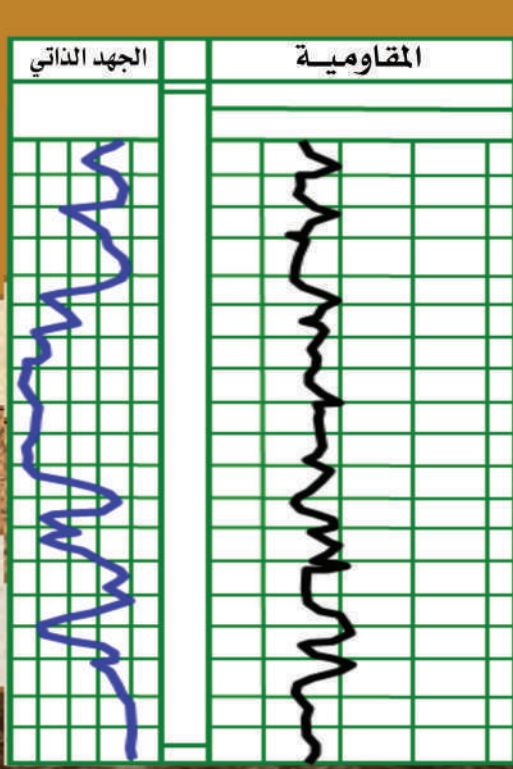
The amplitude of the two waves are:

$$A_r = R \times A_i = 0.15$$

$$A_t = T \times A_i = 0.85$$







الفصل السابع

التسجيلات الجيوفيزيائية للآبار Geophysical Well Logging

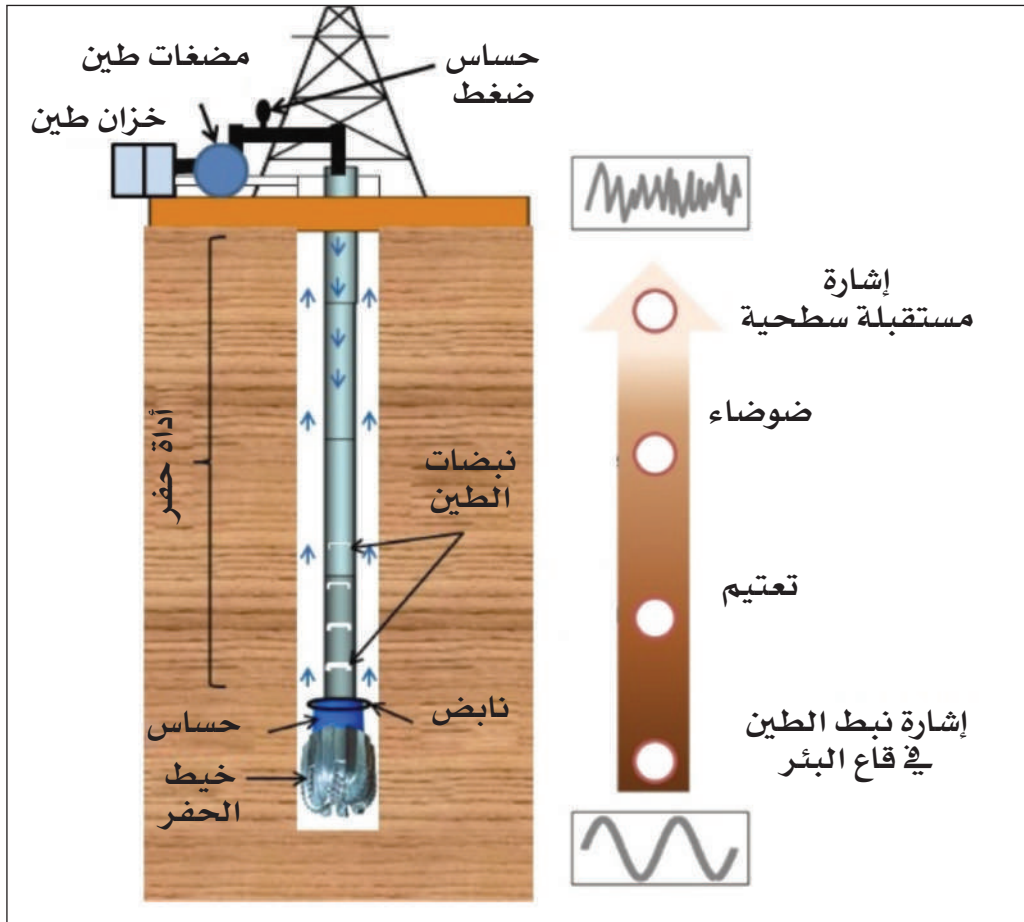
مقدمة

يمكن أن تؤرخ تسجيلات الآبار الجيوفيزيائية إلى أول حدث تم تسجيله في عام 1927م، بواسطة الأخوين شلمبرجير مع آخرين، عندما قاموا بقياس المقاومة الكهربائية في بئر محفورة سابقاً. لذلك تعتبر التسجيلات الكهربائية هي أول قياسات تسجيلات آبار على أرض الواقع. هذا القياس الأول كان عبارة عن تسجيل المقاومة للمكونات الجيولوجية كدالة في العمق، وتم رسم هذا التسجيل بشكل اجتاهدي يدوياً. سوف يتم شرح ملخص لهذه التسجيلات الكهربائية وأجهزتها الأساسية دون الدخول في التصحيحات والتفسير الدقيق للبيانات.



تتم عملية التسجيل البئري بواسطة أجهزه فيزيائية مصممة خصيصاً للعمل داخل بيئة البئر، تعرف باسم مسبار البئر Sond (الشكل 1.7)، لتقوم بتسجيل العديد من الخصائص الفيزيائية للتتابعات المحفورة بغرض التعرف على خصائصها الصخرية ومحتواها من الموائع. ويتم التسجيل من أسفل إلى أعلى بعد إتمام حفر البئر أو أثناء حفرها فيما يعرف بأحدث التقنيات المستخدمة الآن، وهو التسجيل أثناء الحفر (Logging while drilling (LWD). تشمل هذه القراءات المسجلة؛ المقاومة الكهربائية والجهد الذاتي وأشعة جاما (الطبيعية أو الصناعية) والنيوترونات المشعة والكثافة والحثية النوعية المغناطيسية والسرعة الصوتية. يتم تسجيل هذه الخصائص الفيزيائية بهدف تحديد التالي:

- التعرف على المتكون الصخري.
- تحديد خواص صخر المكنن (المسامية، النفاذية، التشبع المائي،....).
- تحديد نوع المائع أو السائل الموجود؛ ماء ونفط وغاز.
- تحديد النطاق المنتج وعمقه وسمكه.
- تحديد مواقع الحدود الفاصلة بين الموائع.
- تحديد خصائص صخر المصدر.
- المضاهاة بين الآبار.
- تحديد الخواص البتروفيزيائية للمتكون الصخري.
- تحديد اتجاه ميل الطبقات، وعمل خرائط جيولوجية تحت سطحية.

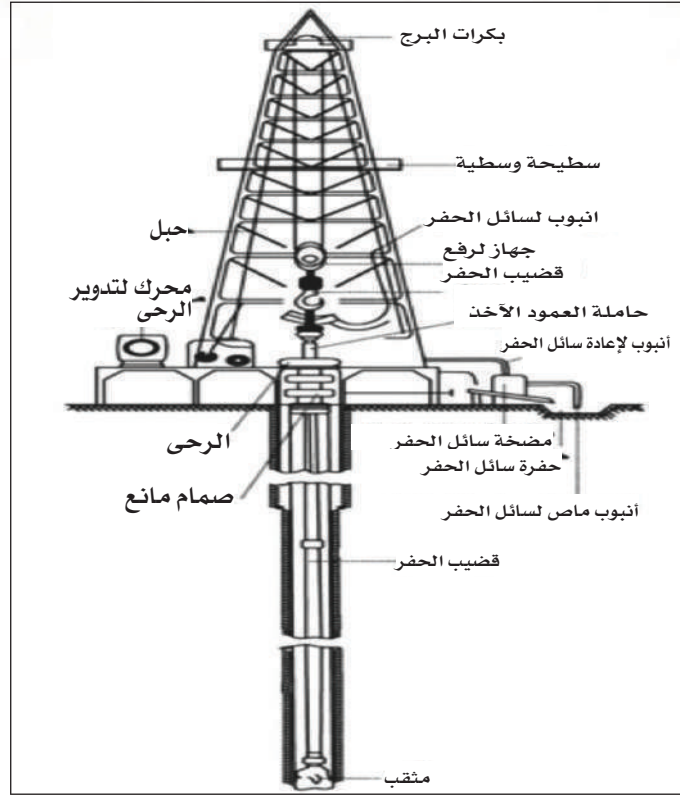


الشكل 1.7: عناصر أجهزة تسجيلات الآبار: مجس/مسبار القياس، والكابل، ومعمل مختبر البيانات المتنقل

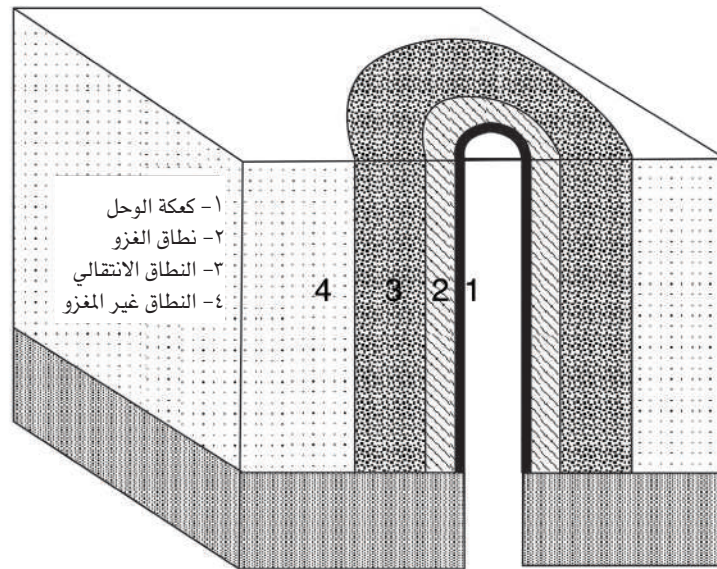


1.7 بيئة البئر Borehole Environment

لفهم الخصائص الفيزيائية التي يتم قياسها من خلال جيوفيزياء الآبار، تم إنشاء نموذج بسيط لبيئة البئر ممثلاً لآبار رأسية في وجود طبقات أفقية. بيئة البئر والتي من خلالها يتم قياس تسجيلات الآبار، هي ذات أهمية من وجهة نظر تصميمات أجهزة القياس وقيود التشغيل المرتبطة بها (كامل، 2020، تقرير غير منشور). علاوة على ذلك تعتبر هذه البيئة مهمة على أساس الاضطراب الذي تسببه في المتكون المحيط الذي يتم قياس خواصه. بداية هناك طرق متعددة للحفر، أكثر هذه الطرق شيوعاً هي طريقة الحفر الرحوي Rotary drilling (الشكل 2.7). خلال عملية الحفر تخرج كسارة الصخور الفتاتية Cuttings بواسطة سائل الحفر Drilling Mud المستخدم. كما يقوم سائل الحفر بوظائف أخرى أهمها؛ متكون أسطح لزجه تسهل عملية الحفر مع الأعماق، وتُبرد رأس الحفار الذي ترتفع درجة حرارته نتيجة الاحتكاك بالصخور الصلدة. وتبرز أهم فائدة لسائل الحفر في أنه يمنع تدفق موائع الطبقات المحفورة (خاصة المنفذة منها) إلى السطح فتعوق عملية الحفر، وذلك لأن سائل الحفر يُدفع في البئر تحت ضغط أعلى مما هو متوقع من الموائع الموجودة في التتابع الطبقي المحفور. ونتيجة للتباين في الضغط ما بين سائل الحفر داخل البئر وموائع الطبقات المنفذة، فإن رشيح سائل الحفر يدخل إلى الطبقات المنفذة في عمليه تعرف بالغزو، ليزيح ما أمامه من موائع أصلية قابلة للحركة في الطبقات المنفذة، مكوناً نطاقاً يُعرف بنطاق الغزو Invaded zone، تاركاً طبقة رقيقة من الطين على جدار البئر أمام تلك الطبقات المنفذة، تعرف باسم كعكة الوحل Mud cake، والتي تعتبر في بعض الأحوال من الدلائل المباشرة على وجود صخر مكمني منفذ. ويقل تأثير الغزو برشيح سائل الحفر بعيداً عن جدار البئر، مكوناً نطاقاً تختلط فيه موائع الطبقة الأصلية مع رشيح سائل الحفر، ويعرف باسم النطاق الانتقالي Transition zone إلى أن ينعدم تماماً تأثير رشيح سائل الحفر، فتظل موائع الطبقة الرئيسية دون التأثير بسائل الحفر، فيما يعرف بالنطاق عديم الغزو Uninvaded zone، كما هو موضح بالشكلين (3.7 و 4.7).

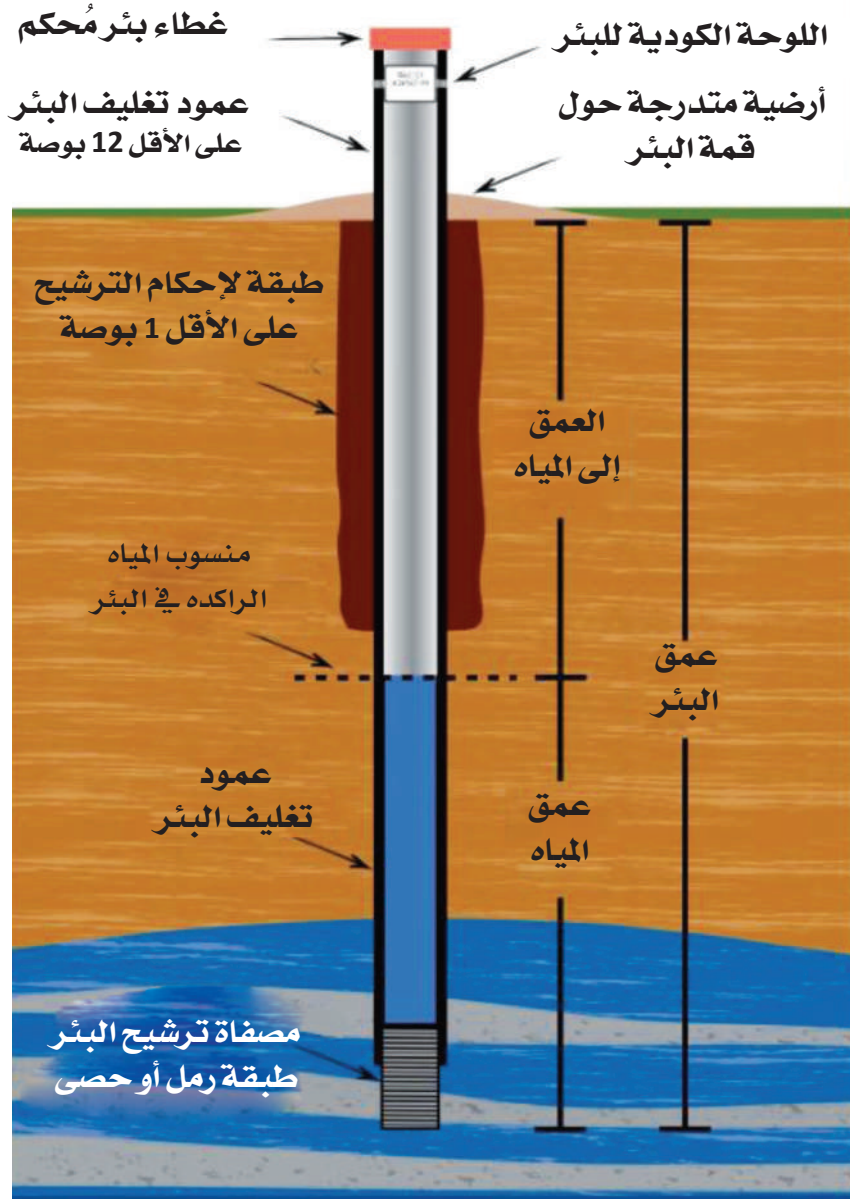


الشكل 2.7: يوضح عملية الحفر الرحوي



الشكل 3.7: نطاقات البئر المختلفة الناتجة من اندفاع سائل الحفر في صخر مسامي منفذ





الشكل 4.7: نموذج تخطيطي للبئر والنطاقات المختلفة في المتكون المستخدم لوصف قياسات تسجيلات الآبار الكهربائية وتصحيحها.

2.7 سجل الجهد الذاتي Self Potential Log

تعتمد الموصلية الكهربائية في الصخور الرسوبية أساساً على التواجد الإلكتروني الناتج من وجود مياه وأملاح أو تواجد المياه مع الهيدروكربون في الفراغات البينية. يعتمد مصدر الجهد الذاتي (الجهد التلقائي) بصفة أساسية على الجهود الكهروكيميائية Electrochemical potentials. تشمل الجهود الكهروكيميائية ذات الاهتمام كلا من جهد التقاء السائل Liquid junction potential وجهد الغشاء Membrane potential. يبين (الشكل 5.7) رسماً توضيحياً لتوليد جهد التقاء السائل، حيث يتواجد إلى اليسار محلول ملحي من كلوريد الصوديوم NaCl ذي تركيز أقل. أما إلى اليمين فيتواجد تركيز أيوني أعلى، إذا حصرنا أنفسنا في حالة كلوريد الصوديوم NaCl، كملح شائع وموجود في مياه المتكون، سنجد أن أيون Na^+ يكون أصغر إلى حد كبير من أيون Cl^- ، وحيث أن الماء يعتبر ثنائي القطب Dipole، فهذا يؤدي إلى أن الأيونات الموجبة Cations والأيونات السالبة Anion ترتبط بمجال دائري من جزيئات المياه حولها من خلال الجذب الإلكتروني. مع ذلك يسبب الحجم الأصغر من الكاتيون (الأيون الموجب) إلى قوة ربط أكبر لجزيئات المياه، وذلك يعود إلى توزيع الشحنة السطحية. ولأن أيونات الصوديوم والكلور لهما قابلية حركة مختلفة، حيث $\mu_{Cl} > \mu_{Na}$ ، هذا يؤدي إلى انفصال الشحنات، فتهاجر أيونات الكلور ذات القابلية للحركة الأعلى إلى منطقة التركيز الأقل، مما يؤدي إلى زيادة في الشحنات السالبة إلى اليسار، وزيادة في الشحنات الموجبة إلى اليمين، كما هو مبين في (الشكل 5.7 - أ).

يستمر تيار الانتشار بتجميع شحنات سالبة إضافية في المنطقة ذات التركيز الأيوني الأقل، وذلك أمام الطبقات المنفذة في البئر، والتي هي في العادة، حجر الرمل وحجر الجير. مع استمرار فصل الشحنات المتراكمة يؤدي ذلك إلى زيادة تولد المجال الكهربائي (E)، تأثير هذا المجال الكهربائي يفرض سرعة اندفاع للأيونات، فيزيد من سرعة الأيونات الموجبة المتجهة لليسار ويبطئ من حركة الأيونات السالبة المتجهة نحو اليسار. يزداد هذا المجال



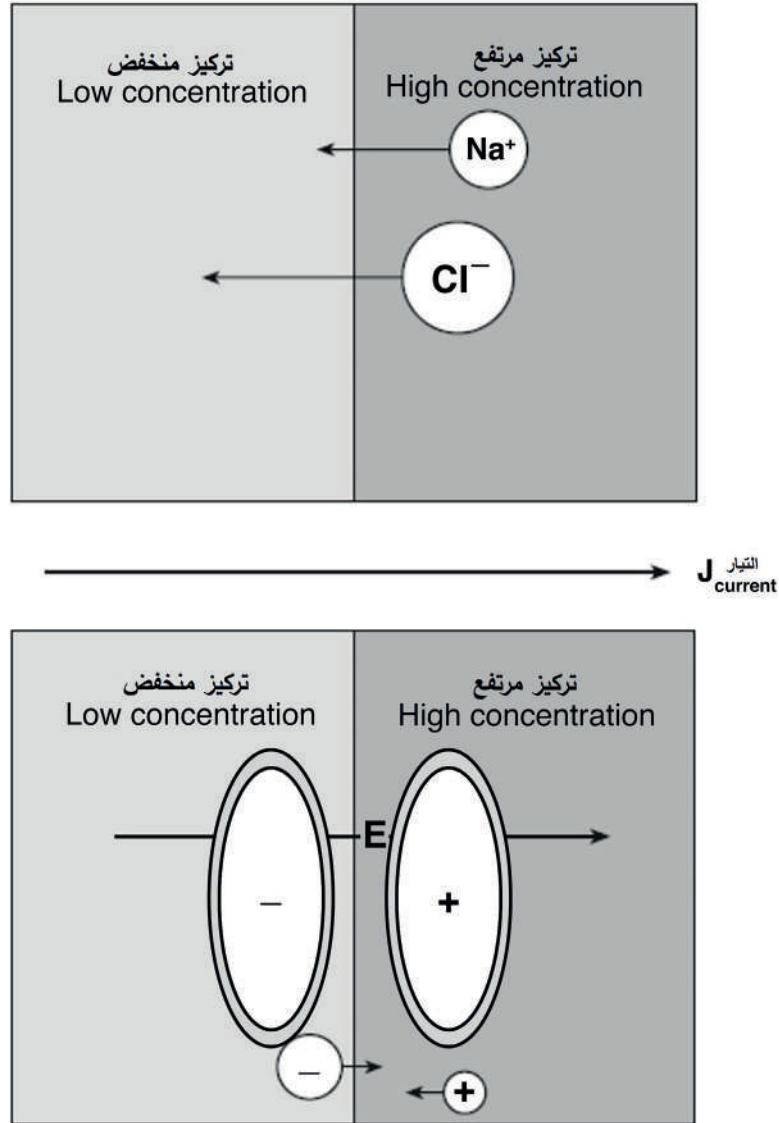
الكهربائي إلى أن يصبح انتشار الأيونات السالبة مساوياً للأيونات الموجبة، مؤدياً إلى اتزان ومشكلاً مجالاً كهربائياً ثابتاً، مع عدم وجود فصل إضافي في الشحنات. مع ذلك وبالرغم من هذا التعديل في الانتشار الأيوني إلا أنه يستمر.

أما جهد الغشاء الشكل (6.7) فينتج عند وجود طبقة من الطفل Shale، والتي تمنع مرور أيونات الكلور السالبة، وتسمح فقط بمرور أيونات الصوديوم الموجبة، ليتكون جهد كهربائي موجب أمام طبقات الطفل في البئر، كما هو مبين في (الشكل 5.7 - ب).

وكما هو معروف، فإن مقاومة رشيق سائل الحفر (R_{mf})، Mud filterate resistivity، هي أكبر من مقاومة مياه المتكون (R_w) Formation water، يمكن كتابة الجهد الذاتي الناتج من جهد التقاء المائع Liquid junction potential بالمعادلة (1).

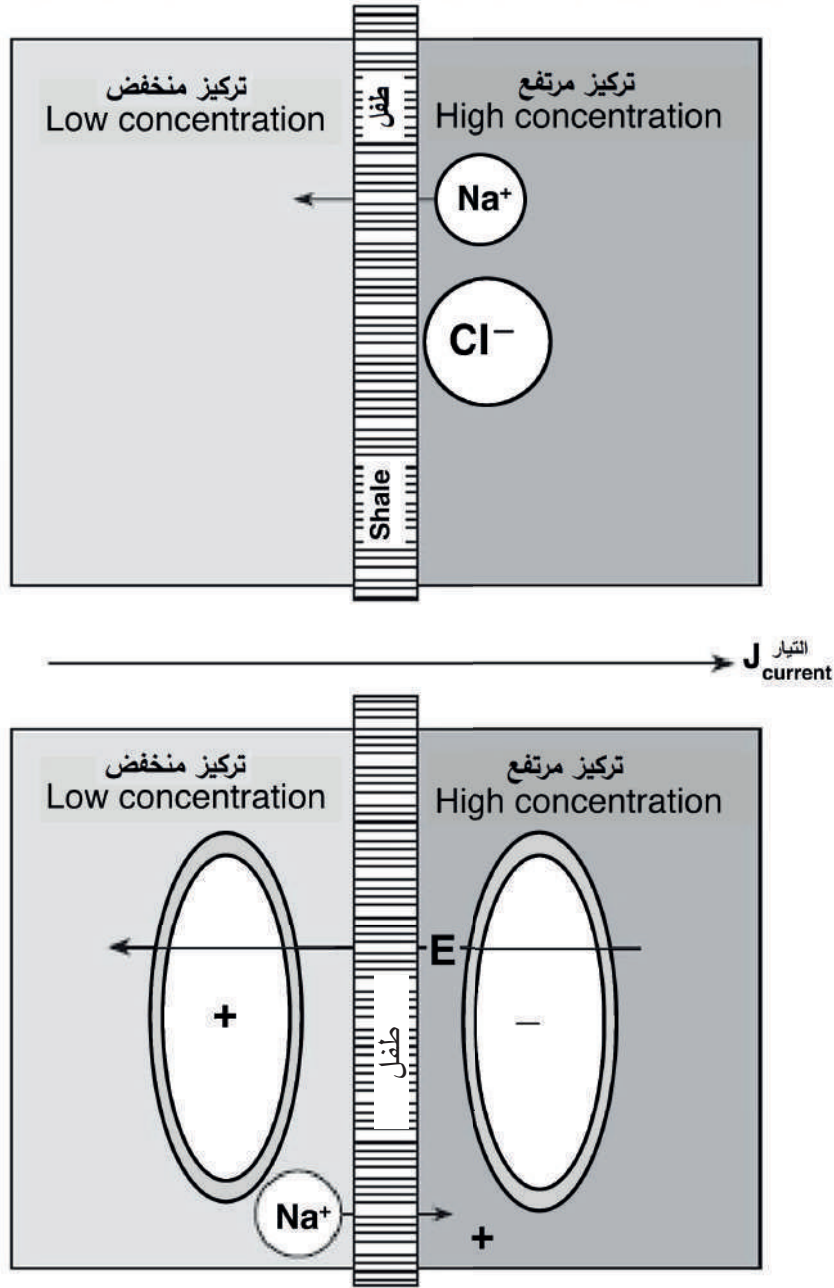
$$V_{l-j} = - C \log_{10} \frac{R_{mf}}{R_w} \quad (1)$$

يبين (الشكل 7.7) تمثيلاً خطياً للدائرة المكونة للجهد الذاتي (SP). تناظر الخلية التي يرمز لها (E_d) جهد التقاء السائل، ويتم تخطيطه باستقطابية دائرية متجهة إلى تركيز الإلكترونات الأعلى داخل ماء المتكون، عن ما هو في نطاق رشيق سائل الحفر. وكما هو مبين بالشكل، هناك مصدر إضافي للجهد الذاتي (SP) مصاحب لطبقة الطفل، هي ناتجة من جهد الغشاء Membrane potential الذي يتولد في وجود الطفل المحتوي على معادن الطين، والتي يحتوي سطحها على شحنات سالبة.



الشكل 5.7 - أ: عرض تخطيطي للميكانيكية المسئولة عن توليد جهد التقاء المائع. يؤدي اختلاف التركيز المبين بالجزء العلوي إلى الانتشار، حيث تؤدي السرعة الأعلى للكلور إلى الفصل بين أيون الصوديوم وأيون الكلور

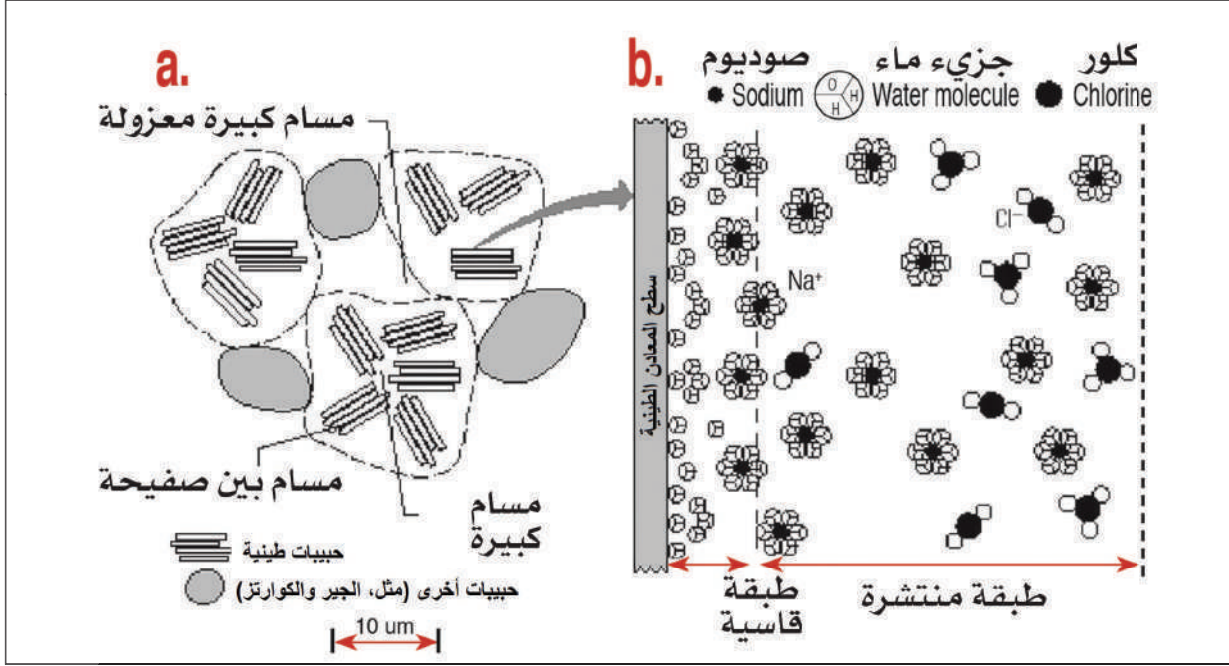




الشكل 5.7 - ب: رسم تخطيطي للميكانيكية المسؤولة عن توليد جهد الغشاء.

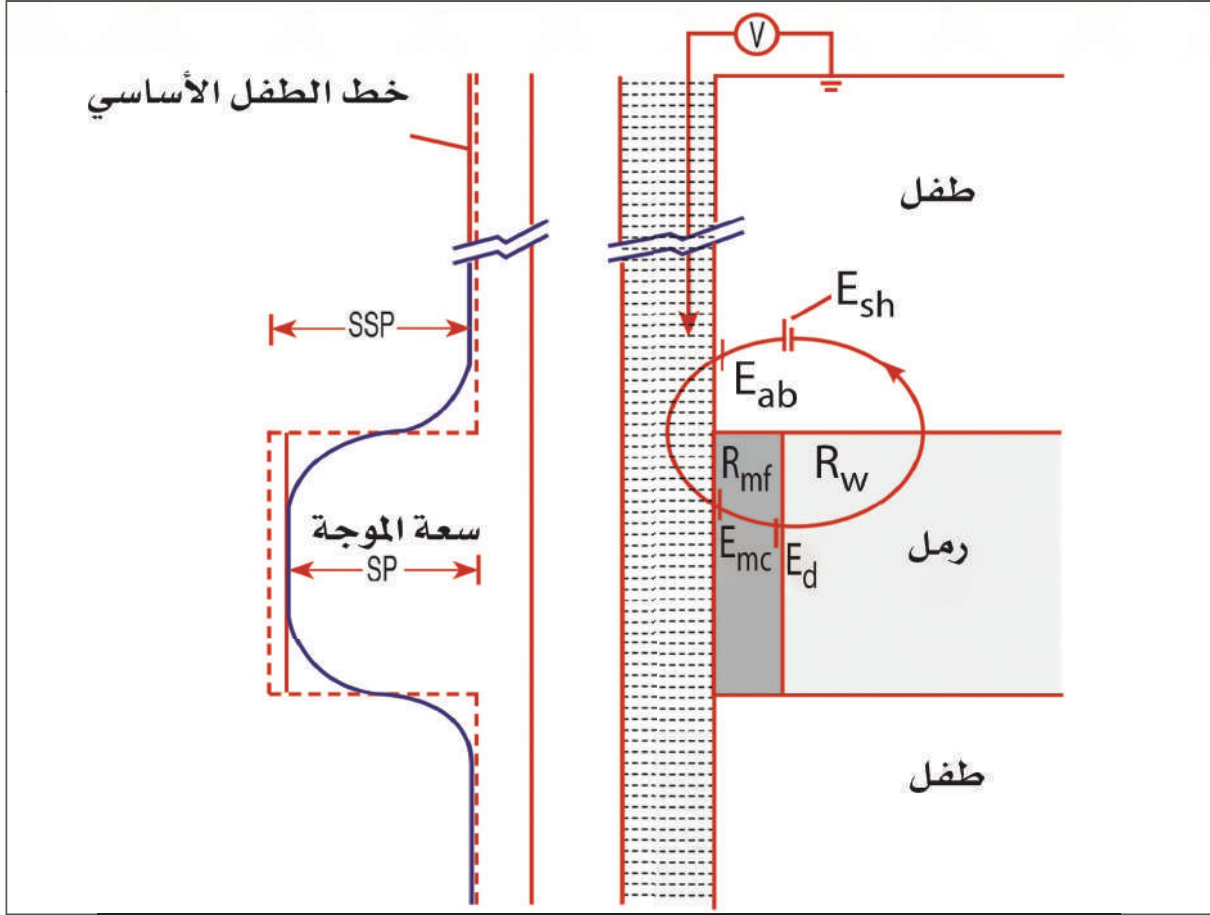
والآن ماذا يعني جهد الغشاء؟ في البداية يعرف الطفل على أنه خليط من جزيئات ذات حبيبات دقيقة، ينتمي معظمها لمعادن الطين كما هو واضح في الجانب الأيسر من (الشكل 6.7). لنفترض أن الطين غير منفذ تقريباً لتدفق المائع، لكنه مازال قادراً على النقل الأيوني، فعلى الرغم من تغير واعتماد هذه الخاصية على وجود معادن الطين، يتصرف الطين كغشاء انتقائي للكتيونات Cation-selective membrane. هذه الخاصية ترتبط بشرائح سليكات الألومنيوم التي تشكل التركيب الأساس لمعادن الطين. تتواجد شحنة سالبة قوية على سطح معادن الطين تنتمي إلى روابط غير متزاوجة أيونياً من الأوكسجين والسيليكون (O و Si). عند تعرض جزيئات المعادن الطينية لمحلول أيوني يحتوي مثلاً على $(Cl^- و Na^+)$ ، ستقوم سطوح هذه المعادن بطرد الشحنات السالبة، ويجذب الشحنات الموجبة، مكونة طبقة مزدوجة كهربائية Double electrical layer. بالتالي ستسود الكتيونات في المائع بالقرب من طبقات الطين. نتيجة قوة الطرد الإلكتروستاتيكي للأنيونات، وفي وجود خليط من معادن الطين مع جزيئات معدنية أخرى صغيرة، ومع وجود فراغات بينية تسمح بالتدفق الهيدروليكي للماء، وخاصة الكتيونات، فتكون قادرة على الانتشار خلال الأسطح المشحونة من التركيز الأعلى للتركيز الأقل، في حين تُستثنى أيونات (Cl^-) من ذلك. مثل هذه العملية من الانتشار تؤدي إلى تجمع شحنة موجبة على الجانب ذي التركيز الأيوني الأقل عند حد أو حاجز الطفل Shale barrier، لتنتج مجالاً كهربائياً مصاحباً لهذه العملية. للمساعدة في وصف جهد الغشاء، يتم الرجوع للشكلين (5.7 - ب) و (7.7)، اللذين يظهران إعداداً مبسطاً لتقييم جهد الغشاء، حيث يفصل حاجز طيني شبه منفذ المحاليل ذات الأملاح المختلفة. في هذه الحالة يتم إعاقة عملية الانتشار الطبيعي بسبب الشحنة السطحية السالبة للطين. تمنع هذه الشحنة السالبة أيونات الكلور (Cl^-) رغم سهولة حركتها من عبور غشاء الطفل Shale membrane، في حين أن أيونات الصوديوم (Na^+) الأقل حركة تستطيع أن تعبر هذا الغشاء بسهولة. يؤدي ذلك إلى اختزال قابلية حركة الكلور إلى الصفر. على أية حال، يكون هناك تجمع من الشحنات الموجبة إلى اليسار أي إلى الاتجاه الأقل تركيزاً.





الشكل 6.7 : (إلى اليسار) طبقة الطفل التي تتكون من حبيبات معدنية صخرية وجزيئات من الطين. (إلى اليمين) توزيع الأيونات القريبة من واجهة طبقة الطين (Revil & Leroy, 2004).

عندما يكون تركيز NaCl في ماء المتكون أقل منه في سائل الحفر Drilling mud، يزداد الجهد مؤدياً إلى جهد سالب أكثر أمام طبقة الرمل عما هو في نطاق طبقة الطفل. (الشكل 7.7) يبين كيفية قياس الجهد، باستخدام إلكتروود في البئر وآخر على مسافة بعيدة على السطح. يمثل خط الطفل الأساسي Shale base line الجهد الطبيعي بين الإلكتروودين في حالة عدم وجود تأثيرات كهروكيميائية، وفي صورته المثالية يكون على هيئة خط مستقيم يمتد من القمة إلى القاع. أما الجهد الذاتي الإستاتيكي (SSP) فهو الجهد المثالي المولد بواسطة التأثيرات الكهروكيميائية عندما تمر من طبقة الطفل إلى طبقة رملية سميكة ونقية (خالية من الطين) إذا لم يكن هناك تيار متدفق.



الشكل 7.7: عرض تخطيطي لنشوء الجهد التلقائي في البئر (Dewan, 1983)

من الناحية العملية، يقيس الالكترود فقط التغير في الجهد داخل البئر. وعلى الرغم أن سائل الحفر Drilling mud عادة ما يكون أقل مقاومة من مقاومة المتكون، إلا أن منطقة تدفق التيار أقل بكثير في البئر عن منطقة المتكون، لذلك فإن مقاومة البئر تكون عادة أعلى بكثير من مقاومة المتكون. بالتالي معظم الفقد في الجهد يحدث في البئر، علمًا أن أعلى جهد ذاتي يتم قياسه ويقترب من قيمة (SSP) يكون في مركز البئر. في أفضل الحالات، يسمح مقياس الجهد الذاتي بالتعرف على النطاقات المنفذة وتحديد مقاومة (RW) ماء المتكون Formation water resistivity. يشير أي انحراف لمقياس (SP) على أن النطاق المقابل مسامي ومنفذ، ويحتوي على مياه ذات تركيز أيوني مختلف عن تركيز سائل الحفر. يمكن



تحديد قيمة (RW) من خلال المعادلة (1). وحيث أنه يمكن قياس المقاومة لرشيح سائل الحفر Mud filterate resistivity، في هذه الحالة يمكن حساب مقاومة المتكون باستخدام عوامل معلومة جيداً لمحاليل NaCl. كما يستخدم مقياس الجهد الذاتي للإشارة إلى كمية الطين في صخر المكمن، ووجود الطين الذي يكسو الحبيبات، وحلقوم المتكون سيعرقل قابلية حركة أيون الكلور بسبب الشحنات السطحية السالبة، وبالتالي يفسد تطوير جهد التقاء السائل. قيمة الجهد الذاتي المولدة من نطاق يحتوي على رمل طفلي Shaly sand يسمى الجهد الإستاتيكي الخادع أو الزائف (PSP) Pseudo static potential، وذلك عندما لا يكون هناك تدفق للتيار.

1.2.7 مثال لسجل الجهد الذاتي Example of SP Log

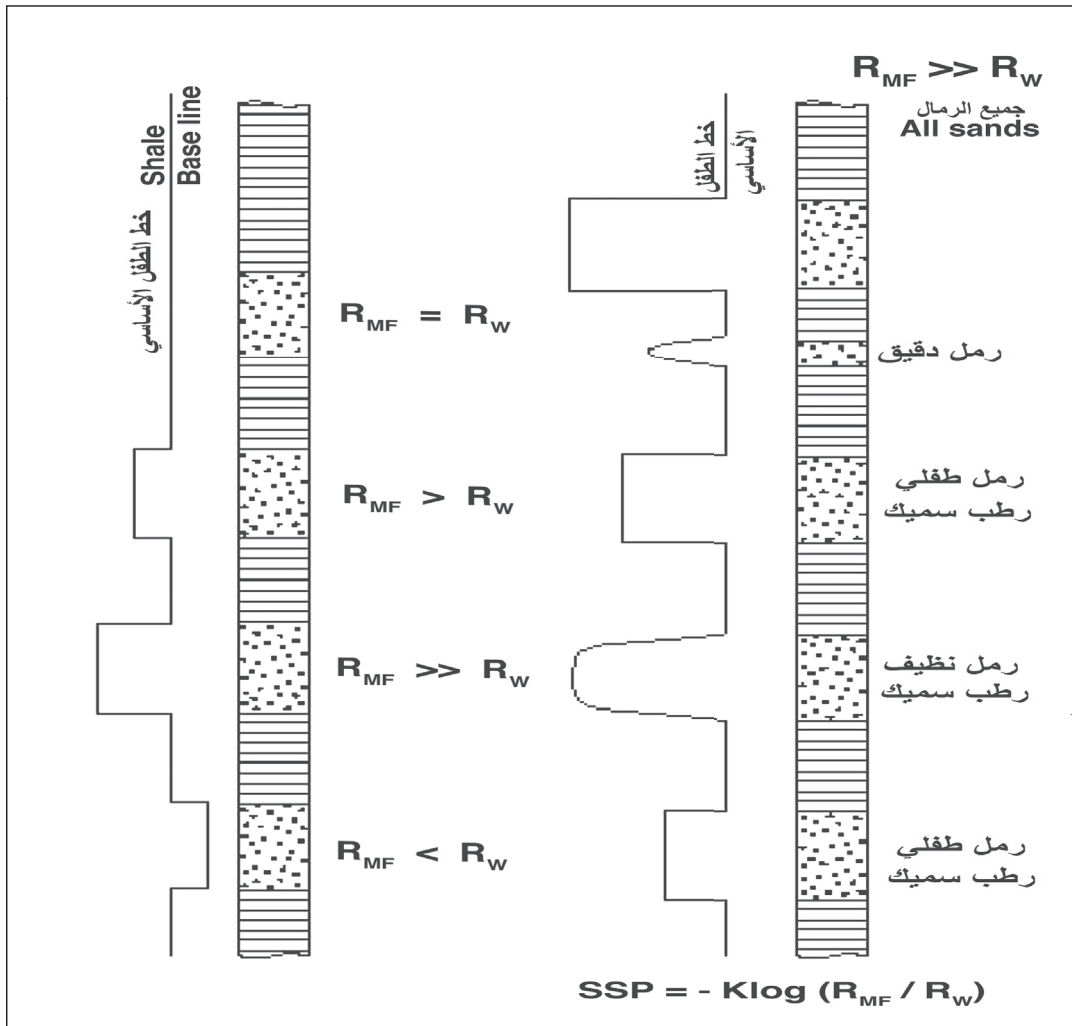
ربما تكون طريقة قياس الجهد الذاتي مناقضةً للصورة التكنولوجية الفائقة للعديد من تقنيات تسجيلات الآبار. العنصر الحساس في جهاز قياس الجهد الذاتي هو عبارة عن إلكترود (يركب في أغلب الأحيان في كابل معزول يعرف باللجام (bridle))، ويتصل بالإلكترود الأرضي على السطح كما هو مبين (بالشكل 7.7). قياس الجهد الناتج بين هذين الإلكترودين يعبر عن الجهد الذاتي. يوضح (الشكل 8.7) بعض السلوك المميز والمتوقع من تسجيل مقياس الجهد الذاتي. يظهر على يسار الشكل تتابع من طبقات الطين والرمل النقي ممثلة سوية مع استجابة مثالية مناظرة من مقياس الجهد الذاتي. يشار إلى مقياس الخط المقابل لطبقة الطفل Shale base line، والانحراف عن هذا الخط إلى اليسار يعني زيادة القيمة السالبة. في النطاق الأول الممثل بالرمل لا يوجد هناك انحراف، نظراً لتساوي نسبة ملوحة مياه المتكون والطين الراشح. في حين، يبين النطاقان التاليان زيادة لقيمة الجهد الذاتي (SP) التي تصل إلى أعلى قيمة نظراً للفارق الأكبر للمقاومية بين كل من رشيح سائل الحفر ومياه المتكون. أما النطاق الأخير، فيظهر فيه الانحراف ناحية اليمين لخط الطين ليناظر حالة رشيح سائل الحفر، والذي هو أكثر ملوحة من موائع المتكون الأصلي.

الجزء الثاني إلى يمين (الشكل 8.7) يوضح حالات عديدة، في وجود فارق مُعطى بين ملوحة رشيح سائل الحفر وملوحة ماء المتكون، حيث انحراف مقياس (SP) لم يصل إلى

القيمة العظمى التي ظهرت في وجود رمل سميك ونقي. النقطة الأولى تتمثل في أن الانحراف ينخفض إذا كانت طبقة الرمل غير سميكة بدرجة كافية، وبالتالي لا يحدث فرق جهد كافٍ داخل البئر. والسبب نفسه يكون الانتقال عبر حدود الطبقة أبطأ بكثير. من الضروري أن يكون سمك الطبقة أكبر بـ 20 ضعفاً من قطر البئر، مع الأخذ في الاعتبار عمق الغزو والفارق بين المقاومة لنطاق الغزو وسائل الحفر، حتى يصل إلى قيمته الكاملة.

النقطة الثانية تشمل تأثير الطين Clay، حيث أن وجوده يؤدي إلى تقليل قيمة (SP). النقطة الثالثة تتمثل في دراسة تأثير النفط أو الغاز، فعند وجود نطاقات محتوية على رمل نقي Clean sand فإن الجهد الكهروكيميائي لا يتأثر بوجود النفط أو الغاز، إلا أن مقاوميات المتكون تكون أعلى، والانتقال يكون أبطأ عند حدود الطبقة، وفي هذه الحالة، قد نحتاج لطبقة ذات سمك أكبر للحصول على قيمة كاملة للجهد الذاتي، وعلى الرغم من ذلك، فإن تأثير النفط والغاز يكون أقوى في المتكون من الرمل الطفلي Shaly sand. وهنا ينخفض الجهد الكهروكيميائي عن الناتج من المتكون من الرمل حامل للمياه، لأن المياه تكون أقل في الفراغات البينية، ومن ثم فإن تأثير جزيئات الطين المشحونة على السطح يكون نسبياً أعلى.





الشكل 8.7: ملخص تخطيطي لسلوك منحنى الجهد الذاتي لظروف مختلفة (Asquith & Gibson, 1982)

3.7 الأجهزة الأساسية لقياس المقاومة Basic Instruments for Measuring Resistivity

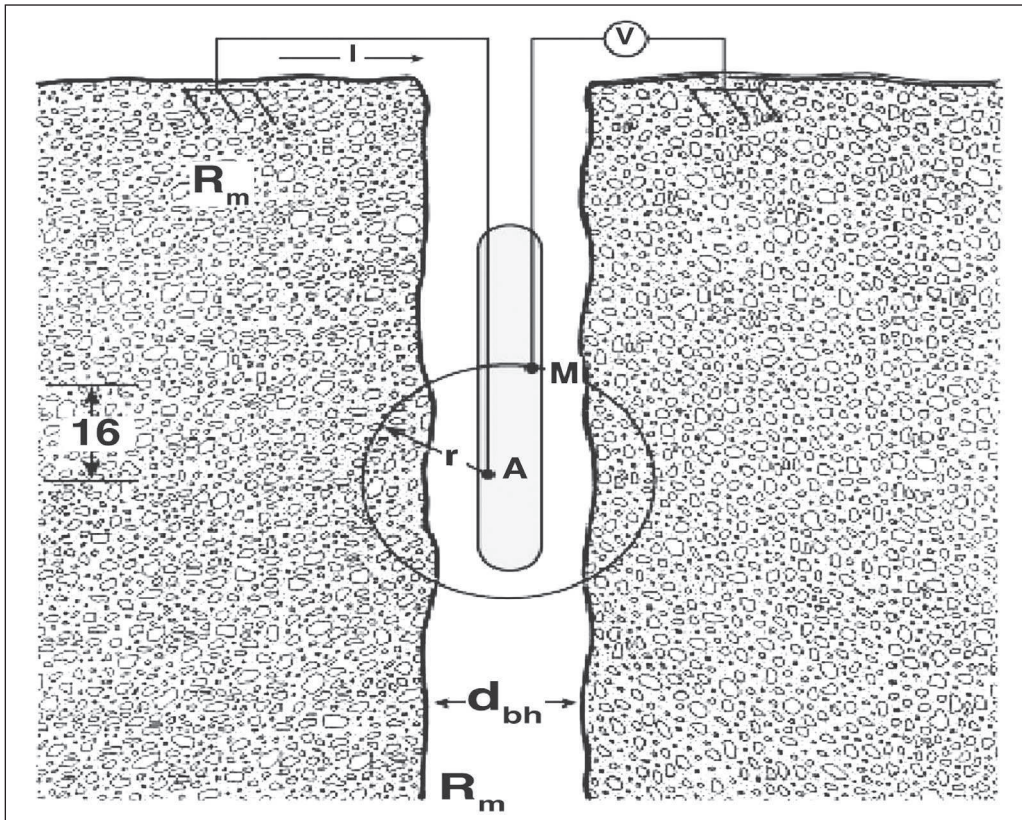
تعتمد موصلية الصخور على مقاومة المياه الموجودة في الفراغات وكميتها. كما تعتمد المقاومة أيضاً ولكن بدرجة أقل على نوع الصخر ومحتواه من الطين ونسيجه؛ حجم الحبيبات، وتوزيع الفراغات، ونسبة الطين، والمعادن الموصلة). تعتمد موصلية الصخور الرسوبية أيضاً وبدرجة قوية على درجة الحرارة. سوف يتم تتبع التقدم التاريخي للأجهزة المستخدمة في قياس المقاومة بدايةً من الجهاز العادي Normal device، إلى سجل البئر الجانبي المزدوج المركز التقليدي Traditional focused dual laterologs، ثم جهاز الحث.

يبين (الشكل 9.7) النوع العادي القصير، أول الأجهزة الاقتصادية المستخدمة. يظهر هذا الشكل جهاز القياس الذي فيه يقع إلكترود التيار (A) وإلكترود القياس (M) وهما داخل البئر، في حين أن القطبين الآخرين هما على سطح الأرض. تكون المسافة بين إلكترود التيار وإلكترود الجهد 16 بوصة كما هو مبين بالشكل. ومن هنا تم إعطاء المفهوم «قصير» لهذا السجل. هناك مشكلتان أساسيتان مصاحبتان للجهاز العادي القصير، ومرتبطتان بوجود البئر التي تكون عادة مليئةً بسائل الحفر الموصل. تتأثر هذه القياسات بمقاومية سائل الحفر وحجم البئر. عندما تكون البئر مليئةً بسائل الحفر الموصل بطريقة جيدة، يميل التيار للتدفق في سائل الحفر بدلاً من المتكون. كما أن التيار يتدفق من خلال طين الحفر إلى نطاقات غير النطاق الموجود مباشرة في مواجهة نقاط القياس كما هو موضح في (شكل 10.7). في هذه الحالة، فإن المقاومة الظاهرة الناتجة من حقن التيار والجهد الناتج سوف لا تعكس مقاومة المتكون بدرجة دقيقة، كما هو موضح في (شكل 11.7).

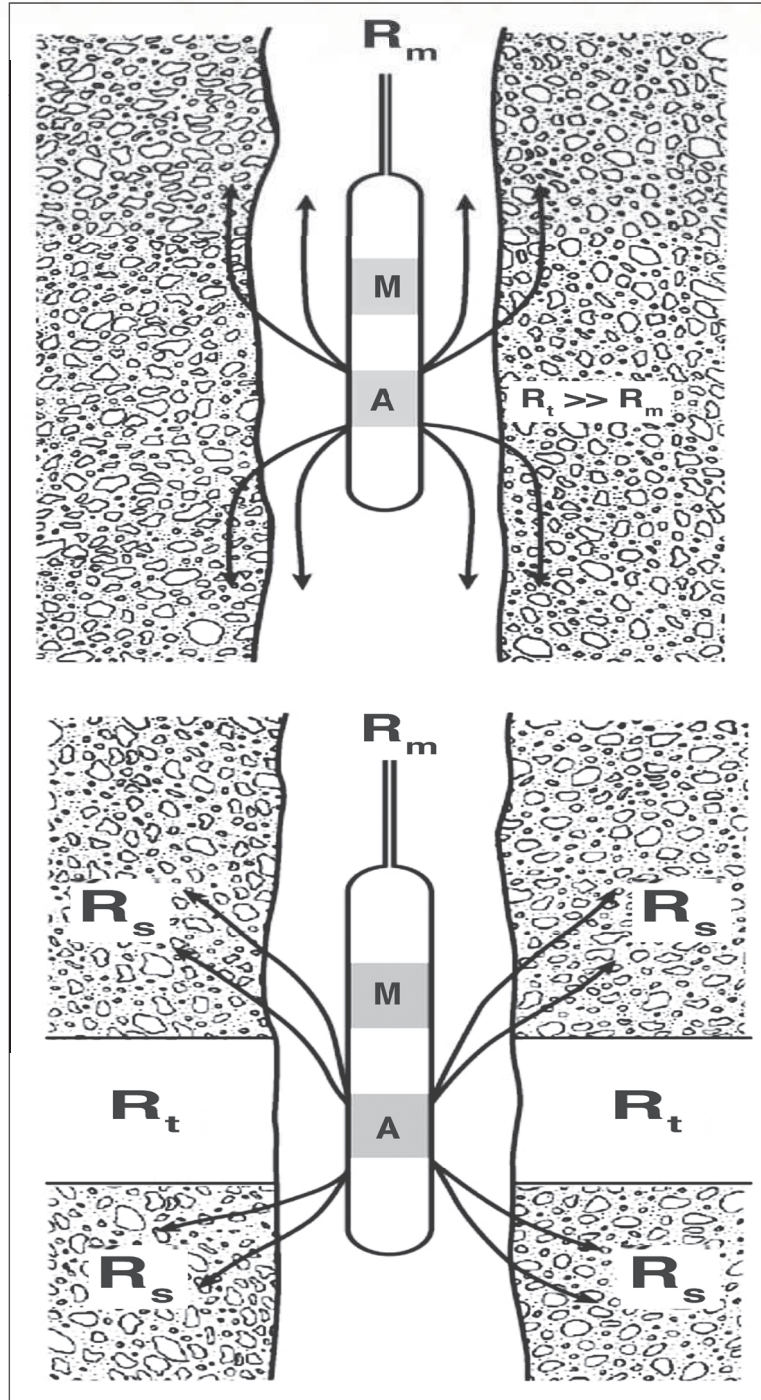


1.3.7 الأجهزة غير المركزة Unfocused Instruments

النوع العادي القصير The Short Normal

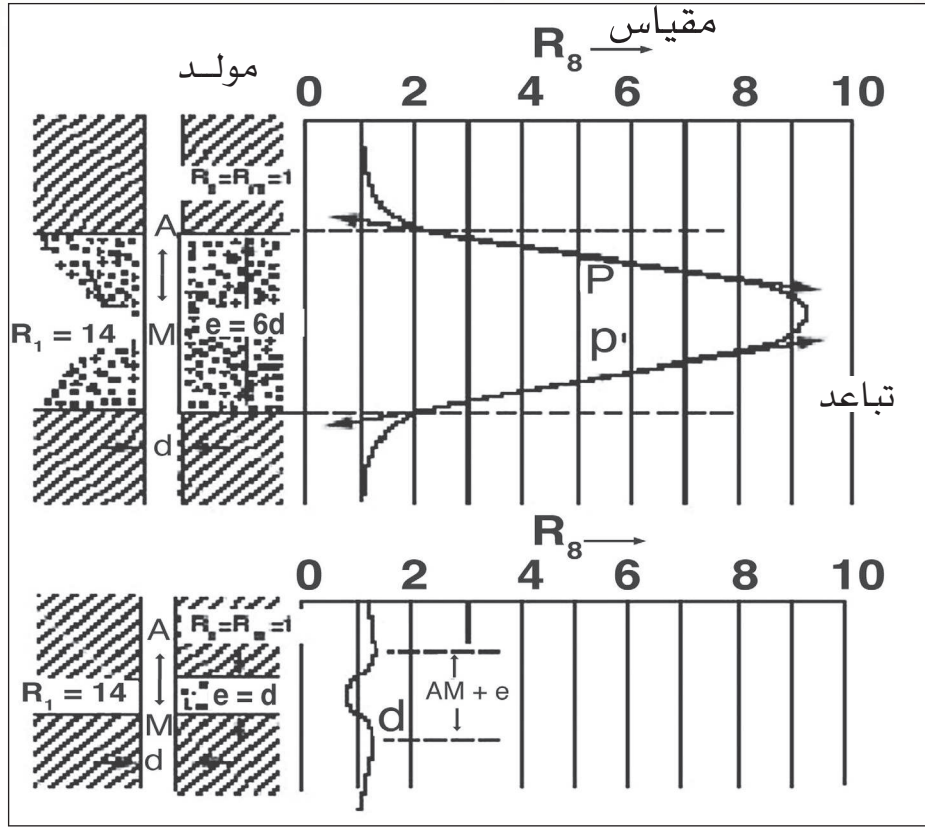


الشكل 9.7 : عرض تخطيطي للجهاز العادي القصير ذي مسافة 16 بوصة بين إلكترود التيار A وإلكترود القياس M



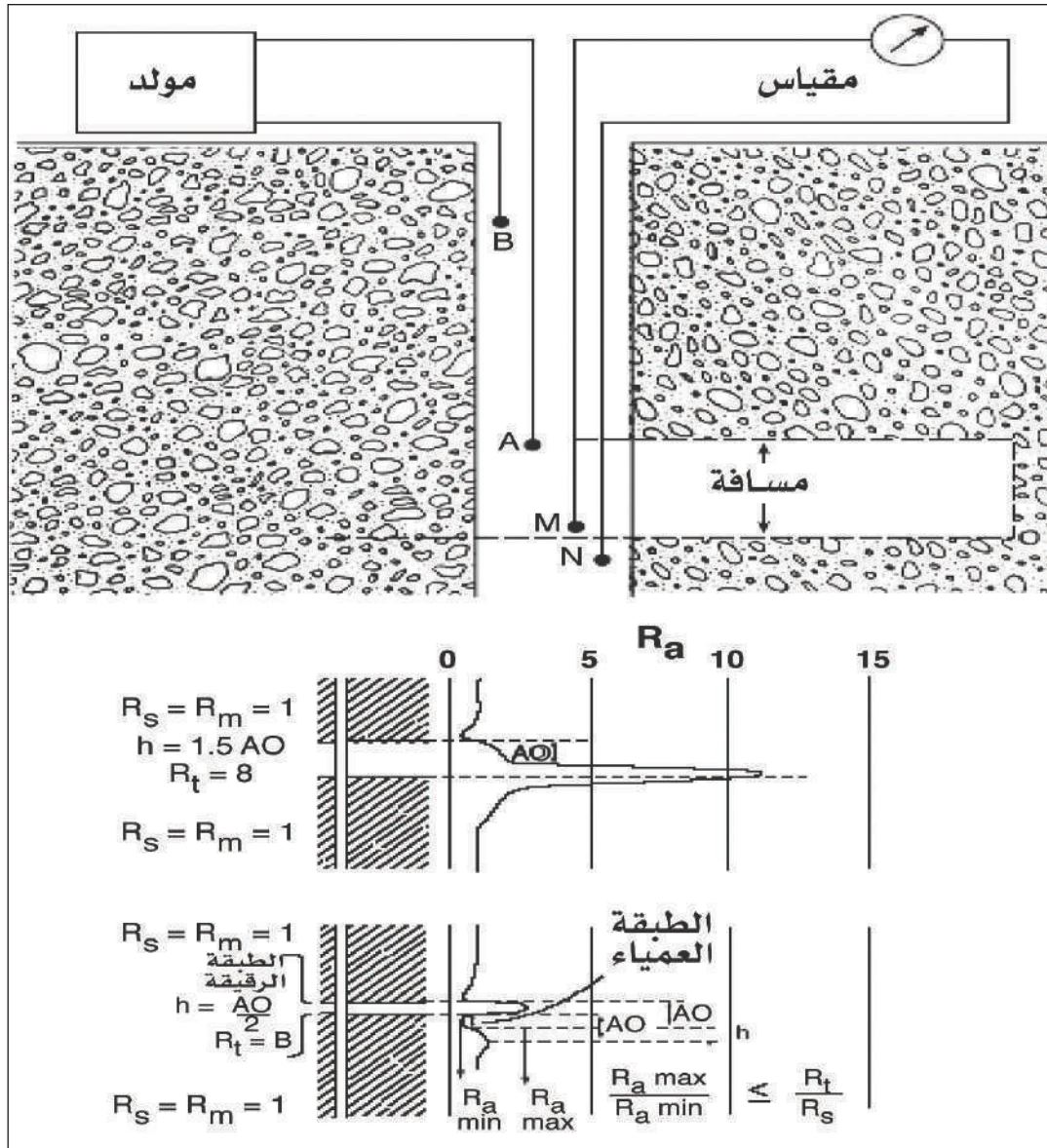
الشكل 10.7: عرض تخطيطي لمسارات سريان التيار الكهربائي في البئر للجهاز العادي القصير





الشكل 11.7: شكل تخطيطي لسجل الجهاز العادي واستجابته في وضعين مختلفين من الطبقات. حيث (e) تمثل سمك الطبقة، أما (d) فتمثل قطر البئر (Doll, 1955).

عندما تم عمل محاولات لتحسين رؤية وتحديد حد الطبقة، تم تطوير جهاز القياس العادي إلى الجهاز الجانبي Lateral device، الموضح في (الشكل 12.7). يشبه هذا الجهاز الجانبي الجهاز العادي باستثناء أنه يوجد به قطبان للجهد داخل البئر، وفرق الجهد بينهما يشير إلى مقاومة طبقة المتكون التي بينهما. يبين الجزء السفلي من الشكل الاستجابة لطبقتين، يظهر سمكها على أساس المسافة بين الأقطاب. من الواضح أن هناك بعض التحسينات في إظهار الطبقة، إلا أن استجابة الجهاز مازالت معقدة تماماً بسبب تدفق التيار من خلال طين الحفر إلى نطاقات غير النطاق الموجود مباشرة في مواجهة نقاط القياس. هنا قام مطورو الأجهزة باستكمال أجهزة تجمع بين العادي والجانبي.



الشكل 12.7: عرض تخطيطي للجهاز الجانبي في حالتين مختلفتين للطبقات. (O) هي النقطة المتوسطة بين (M و N)، في حين أن (h) هي سمك الطبقة (Schlumberger, 2005)

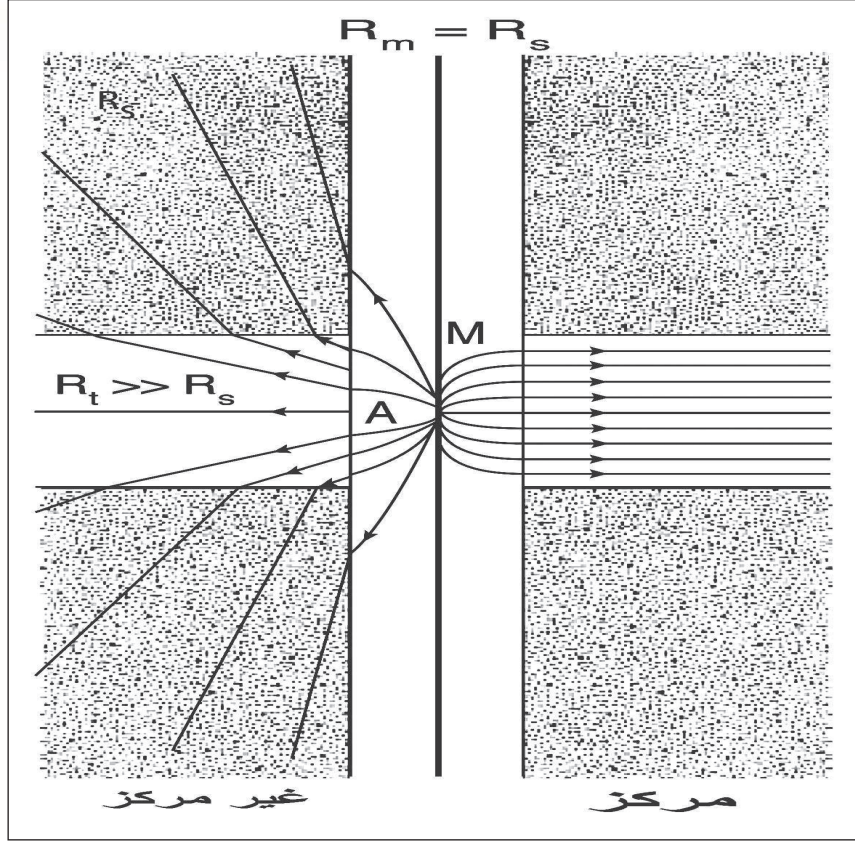


2.3.7 الأجهزة المركزة Focused Instruments

الخطوة التالية في تطور الأجهزة الكهربائية كانت ممثلة في تطبيق تيار مركز. يوضح (الشكل 13.7)، في النصف الأيسر، مسارات التيار للجهاز العادي في حالة طبقة ذات مقاومة عالية. يميل التيار للتدفق حول الطبقة من خلال سائل الحفر إلى الأكتاف ذات المقاومة الأقل. يظهر مسار التيار في النصف الأيمن من الشكل، حيث تيار القياس يتم إجباره للمرور في النطاق ذي الاهتمام.

يبين (الشكل 14.7) مبدأ التركيز، حيث تتواجد ثلاثة أقطاب لإرسال التيار، وهي A_0 ، A_1 ، A_7 ، في نظام توزيع للأقطاب يعرف بأنه جهاز التركيز الحارس Guard focusing device، ويسمى بالسجل الجانبي-3 (LL3) Laterolog. جهد هذين القطبين A_1 ، A_7 ثابت عند الجهد نفسه كجهد القطب المركزي (A_0). وحيث أن التيار لا يسري إلا إذا كان هناك فرق في الجهد، وعليه، فإنه لا يوجد تدفق للتيار في الاتجاه الرأسي، وبالتالي سينبعث التيار في الاتجاه الأفقي من قطب القياس المركزي. يشار إلى هذا التيار المنبعث من الأقطاب المركزة باسم التيار المضاد Bucking current، ووظيفته هي إعاقة تيار القياس من التدفق داخل طين الحفر. يتم التعديل بصفة مستمرة لهذا التيار، بحيث يبقى جهد القطبين (A_1 ، A_7) ثابتاً عند الجهد نفسه، كجهد الالكترود المركزي (A_0). وحيث أن كلا القطبين (A_1 ، A_7) يتواجدان في صورة طولية، لذا تكون خطوط التيار عند نهايته أفقية، والتي تجبر التيار من (A_0) ليبقى مركزاً بشكل أفقي لمدى أعمق داخل المتكون.

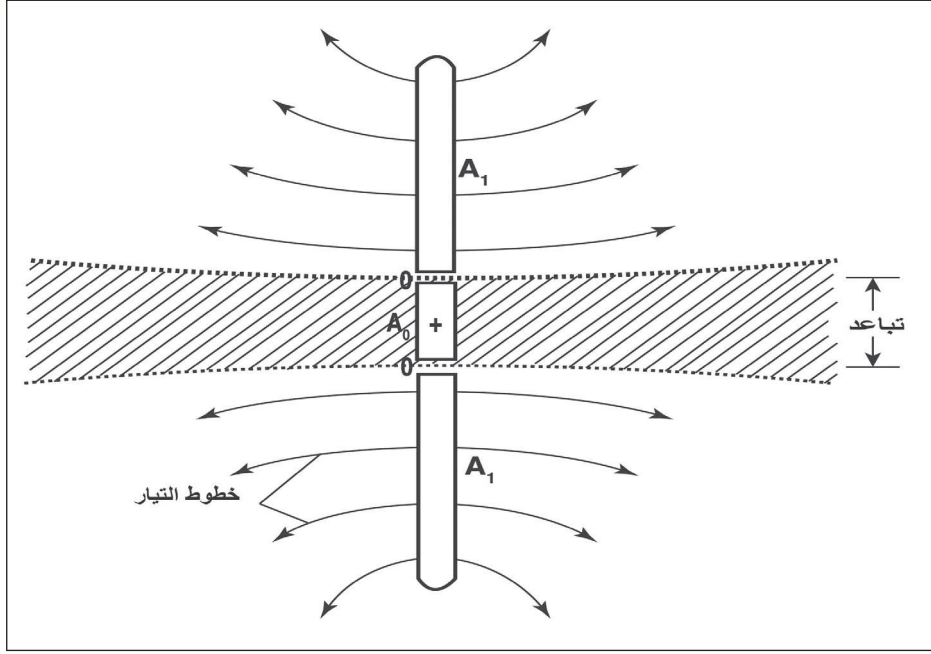
بالرغم من المميزات الجيدة لجهاز (LL3) إلا أن هناك بعض الصعوبات مع حدود الطبقة. يظهر ذلك في (الشكل 15.7)، والذي يبين فارقاً في مقاومة الطبقة متأثرة بمقاومية الطبقة التي هي على كتف الطبقة المواجهة للجهاز، وتختلف قيمة (Rt). في الجزء العلوي من الشكل، وفي وجود طبقة سميكة ذات مقاومة، نجد أن تيار القياس الرئيس يهرب إلى الكتف من خلال طين الحفر. في المثال السفلي، وفي وجود شريط موصل رقيق، نجد أن التيار يبحث عن الخروج بسرعة أكبر من المتوقع، ليعطي سمكاً ظاهرياً أكبر للطبقة عن الحالة السابقة.



الشكل 13.7: يبين تدفق التيار في البئر والمتكون من الالكترود المركزي. إلى يسار الشكل، يتغير تدفق التيار عن النمط الإشعاعي نتيجة وجود طبقة ذات مقاومة عالية. إلى يمين الشكل، يتكون التدفق المرغوب وبالتالي يمكن معرفة المقاومة للطبقة ذات الاهتمام (Schlumberger, 2005)

المحاولة الأخرى لجعل التيار متمركزاً داخل الطبقة تتمثل في استخدام جهاز يحتوي على 7 أقطاب، أو (LL7). يبين (الشكل 16.7) مثلاً توضيحاً لتوزيع هذه الأقطاب. نجد هنا أن القطبين (A_1, A_1^-) والمسميين بالقطبين الحارسين Guard electrodes، لم يعودا في الصورة الطولية كما في (LL3)، وبدلاً من ذلك تم إضافة أقطاب مراقبة Monitoring electrodes بهدف إعاقة التيار المتدفق الموازي للجهاز خلال سائل الحفر. هذا يتم إنجازه بتغيير التيار المار في الأقطاب الحارسة Guard electrodes بالدرجة التي تجعل فرق الجهد بين زوج أقطاب المراقبة ($M_1 - M_1^-$ and $M_2 - M_2^-$) يساوي صفراً. وحيث أن فرق الجهد على طول هذا الاتجاه الرأسي يساوي صفراً، فإن التيار سوف يتركز داخل المتكون.





الشكل 14.7: يبين توزيع التيار من جهاز السجل الجانبي-3 (LL3) في متكون متجانس (Serra, 1984).

إذا تم تعريف المسافة بين (A_0) ونقطة المنتصف بين أقطاب المراقبة على أنها (a) ، والمسافة بين $(A_0, A_1, \text{ أو } A_1^-)$ على أنها (na) ، حيث تعرف (n) بانتشار التوزيع. إذا كانت (m) هي نسبة التيار من (A_0, A_1) والمطلوبة لجعل الجهد مساوٍ لأقطاب المراقبة، حينئذ يمكن رؤية أن التوزيع يكون مركزاً كما هو موضح في المعادلة (2).

$$m = \frac{(n^2 - 1)^2}{4n} \quad (2)$$

تتضمن هذه العلاقة تركيز التيار قرب جهاز القياس لأي انتشار من الأقطاب، لكنه لا يحدد كيف يسلك التركيز الإشعاعي داخل المتكون. يبدو أن الانتشار الأقل بين الأقطاب مرغوب فيه (أقل طول للجهاز وأقل تيار)، إلا أن التركيز يصبح إشعاعياً بسرعة كلما زاد الانتشار، كما أن التيار من (A_1) كلما زاد التركيز ينتشر لمسافة أبعد. مع ذلك، إذا زاد هذا الانتشار كثيراً، يتم ضغط التيار من (A_0) إلى حزمة أشعة أصغر. اقترح دول وآخرون (Doll et al., 1962) مسافة 2.5 بوصة كأفضل انتشار للأقطاب.

يمكن تحديد الجهد عند نقطة المنتصف لأقطاب المراقبة باستخدام المعادلة (3) لتعطي الجهد الناتج من كل قطب من الأقطاب الكهربائية:

$$V_{mon} = R_a \left[\frac{mio}{4\pi(na + a)} + \frac{io}{4\pi a} + \frac{mio}{4\pi(na - a)} \right] \quad (3)$$

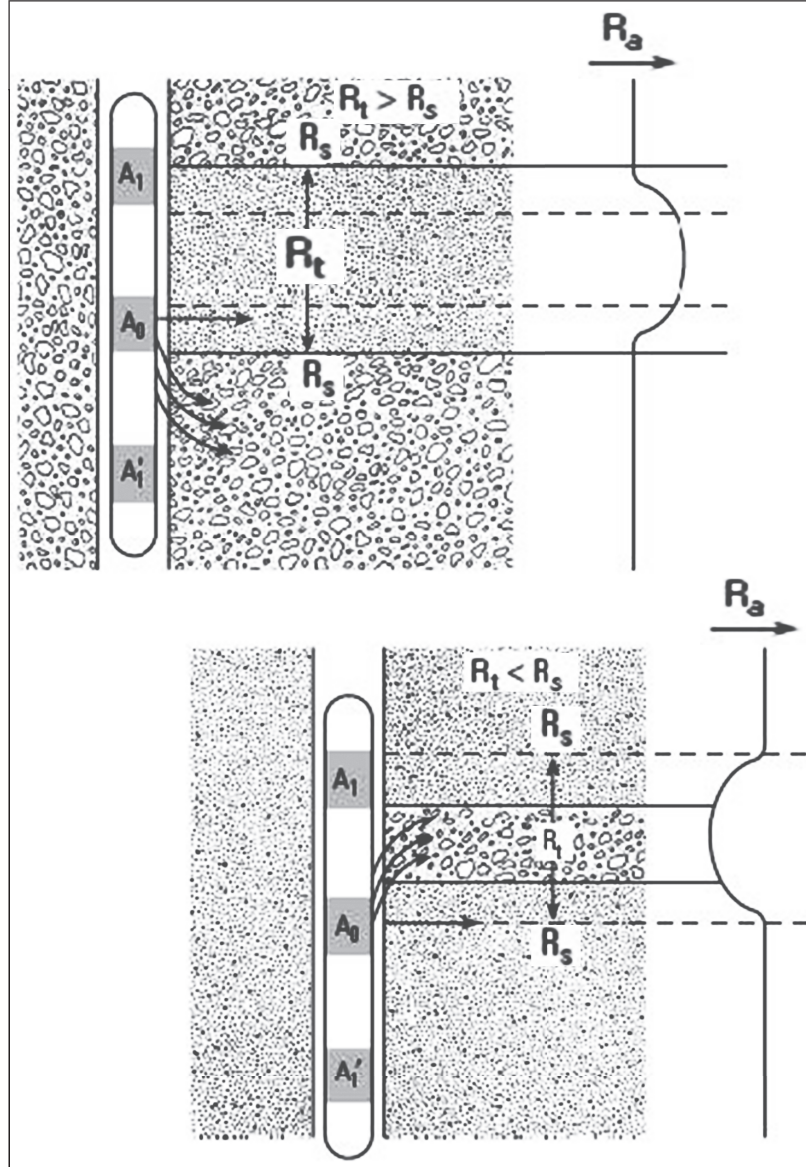
حيث (R_a) المقاومة الظاهرة للمتكون، (io) التيار المقاس من (A_0). تكتب V_{mon} غالباً على الصورة $V_{mon} = \frac{R_a io}{K}$ حيث (K) يعرف على أنه ثابت الجهاز. بالنسبة لجهاز (LL7) وفي حالة أن تكون $a=1$ ، والانتشار بين الأقطاب = 2.5، تكون قيمة (K) تقريباً = 1.5 متر. مع ذلك، دائماً ما يكون هناك تأثير من البئر عند التسجيل. من الطبيعي أن يتم أخذ ذلك في الاعتبار عن طريق تعديل قيمة (K)، لدرجة قد يهمل تصحيح تأثير البئر في بعض الظروف القياسية، مثل أن يكون قطر البئر = 8 بوصة في وجود قيمة (Rt/Rm) تتراوح بين (1-100). هذا يضمن أن يكون تصحيح البئر صغيراً في كل الحالات، ماعدا الحالات والظروف القياسية.

التركيز الكروي Spherical Focusing

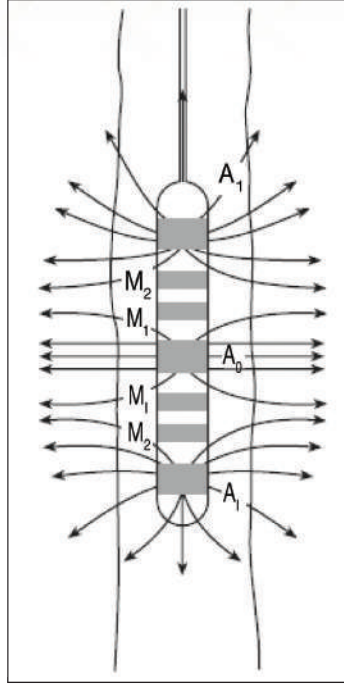
المحاولة الأخرى للتخلص من تأثير البئر، تتمثل في تطبيق مفهوم التركيز الكروي. في هذه التقنية، تحاول التيارات المضادة Bucking currents أن تؤسس لأسطح تساوي الجهد الكروي التي تتواجد إذا لم يكن هناك بئر. يظهر في (الشكل 17.7) شكل توضيحي لأسطح تساوي الجهد التي تحيط بقطب التيار في الجهاز العادي Normal device، نتيجة وجود سائل الحفر الموصل والمتواجد في البئر. وبدلاً من أن يكون هذا التيار في شكل دائري، يأخذ شكلاً طويلاً. الهدف من التركيز الكروي هو أن التيار المضاد Bucking current يجبر خطوط تساوي الجهد لتصبح دائرية مرة ثانية، ويمكن هنا التحكم في عمق الفحص. تظهر الفكرة بشكل أوضح في (الشكل 18.7). يزود القطب (A_0) بمصدر للتيار، وهو تيار القياس الذي يعود للأقطاب البعيدة، التيار المضاد العائد للقطبين (A_1 و A_1^-) يكون متغيراً بحيث أن فرق الجهد بين أقطاب المراقبة ($M_1^- - M_2^-$ & $M_1 - M_2$) يساوي صفراً. يتم ضبط تيار



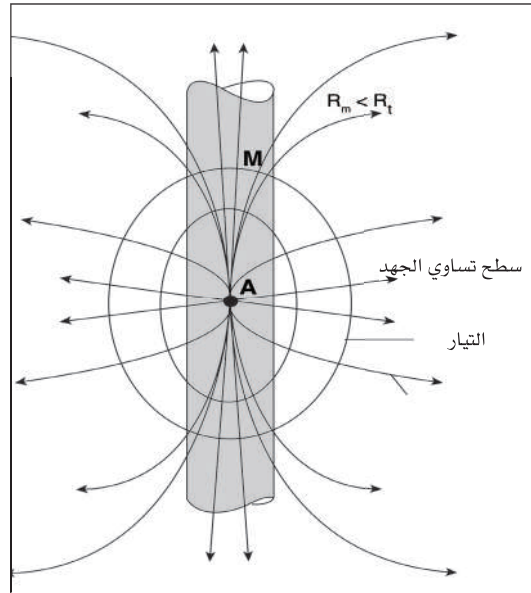
القياس ليحفظ جهداً ثابتاً بين (A_0) ومجموعتي أقطاب المراقبة. تتبع خطوط الجهد سطحين ذوي جهد ثابت. هذا يؤدي إلى أن تيار القياس المنبعث من القطب المركزي يتدفق بشكل إشعاعي للخارج ليسري في اتجاه السطح الأقل جهداً.



الشكل 15.7 : تأثير مقاومة طبقة الكتف **Shoulder** على سلوك جهاز LL3. الجزء العلوي يشير إلى التيار المار خلال طين الحفر إلى الكتف ذي الموصلية العالية. الجزء السفلي يشير إلى تأثير الطبقة الرقيقة ذات الموصلية العالية.



الشكل 16.7: توزيع الأقطاب في نظام السجل البئري الجانبي-7 (Serra, 1984)



الشكل 17.7: خطوط التيار وأسطح تساوي الجهد في الجهاز العادي القصير داخل البئر



يكون حجم المتكون الذي يتم فحصه مساوياً تقريباً للمسافة بين السطحين المتساويين في الجهد باستثناء المنطقة القريبة من حدود البئر، والتي تكون مغلفة بالتيار المضاد. ينظر إلى التيار المضاد على أنه إما أن يقوم بإنشاء سطح متساوي الجهد أو تزويد التيار خلال سائل الحفر بحيث يتم إجبار تيار القياس الحقيقي داخل المتكون. يمكن بلوغ التركيز نفسه بمبدأ التبادل الكروي باستبدال كل الأقطاب الكهربائية الحالية بأقطاب الجهد والعكس بالعكس.

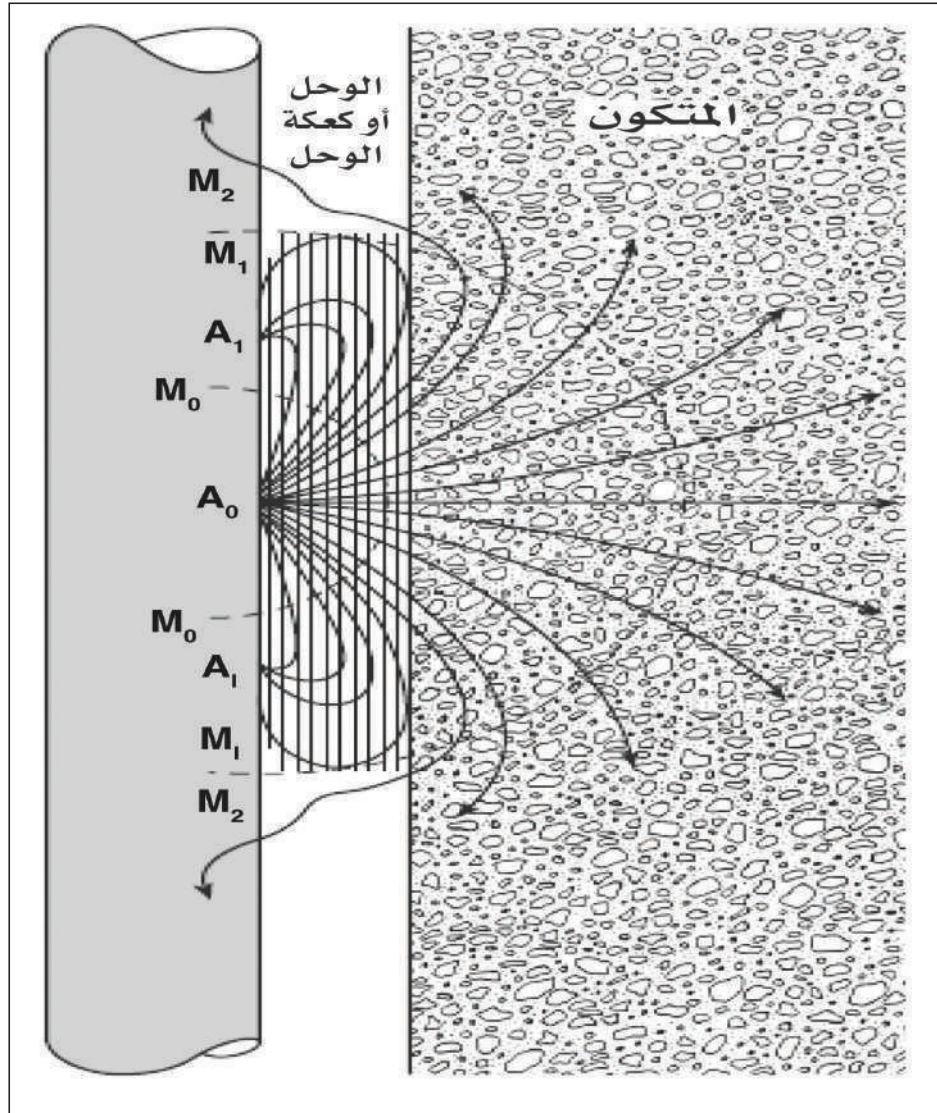
السجل البئري الجانبي المزدوج Dual Laterolog

تستخدم معظم أجهزة الأقطاب التقليدية الشائعة نظام التركيز المزدوج. تعرف هذه الأجهزة بالسجل البئري الجانبي المزدوج Dual laterolog، وهي تجمع مميزات نظامي LL3 و LL7، في تتابع متبادل من القياس. يتم قياس كل من المقاومة الضحلة والمقاومية العميقة في آن واحد عن طريق التغيير السريع لدور الأقطاب المختلفة. يبين (الشكل 19.7) مسارات التيار المحسوبة لهذا الجهاز. في الجانب الأيسر من الشكل، يكون توزيع الأقطاب بالشكل الذي يقيس النطاق العميق للمتكون. طول الأقطاب الحارسة Guard electrodes يكون 28 قدماً، وذلك لإنجاز الاختراق العميق لحزمة التيار ذات السمك 2 قدم. على الجانب الأيمن، يكون توزيع الأقطاب بالشكل الذي يقيس النطاق الضحل أو المتوسط للمتكون.

عند مقارنة أجهزة القياس الكهربائية، من الملائم أن نفكر في أن القراءة المقاسة تكون نتيجة تأثير ثلاث مناطق محددة من بيئة القياس: البئر، ونطاق الغزو، والنطاق غير المتأثر بالغزو. يرجع تأثير كل هذه النطاقات إلى خاصية المقاومة لكل نطاق، وهي على الترتيب (R_m, R_{x0}, R_t) . عموماً، تكون قيمة (R_m) أقل من (R_{x0}) أو من (R_t) . في هذا النموذج، فإن استجابة الجهاز تكون ناتجة من تأثير منطقة الغزو والمقاومية الحقيقية. يمكن التعبير عنها في المعادلة (4).

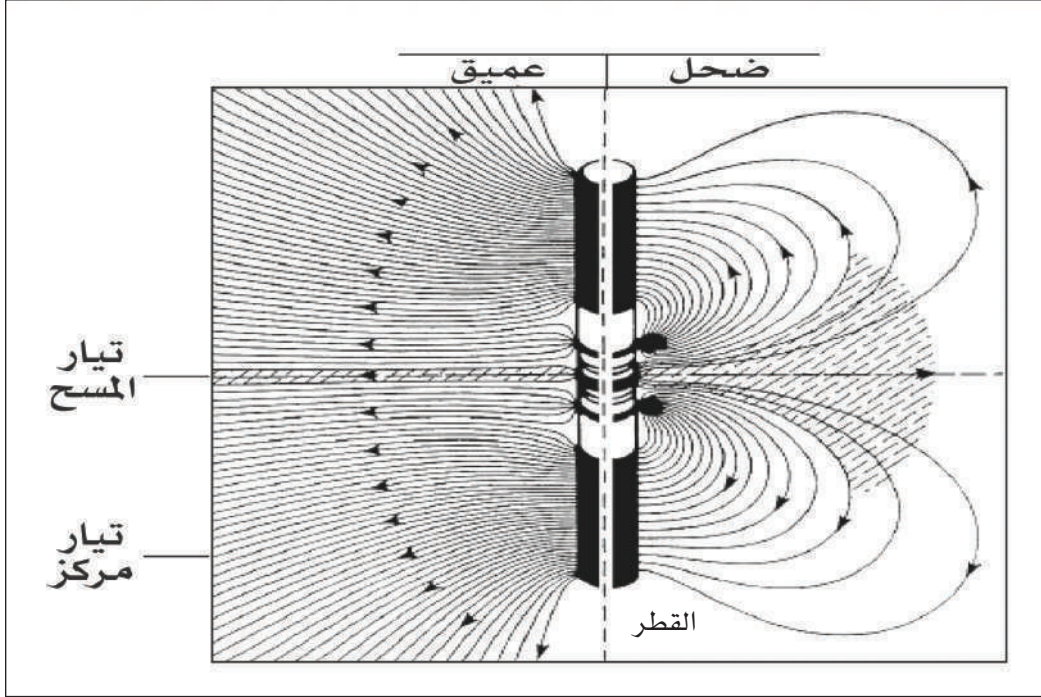
$$R_a = J(d_i) R_{x0} + (1 - J(d_i)) R_t \quad (4)$$

حيث (R_a) هي المقاومة الظاهرية. العامل (J) هو عامل ذو تأثير، ويعطي مساهمة نسبية لنطاق الغزو (ذو قطر d_i) ونطاق عدم الغزو. يُسمى هذا العامل بالهندسي الخادع، حيث يتأثر هذا المعامل بالفارق بين (R_t) و (R_{x0}) .



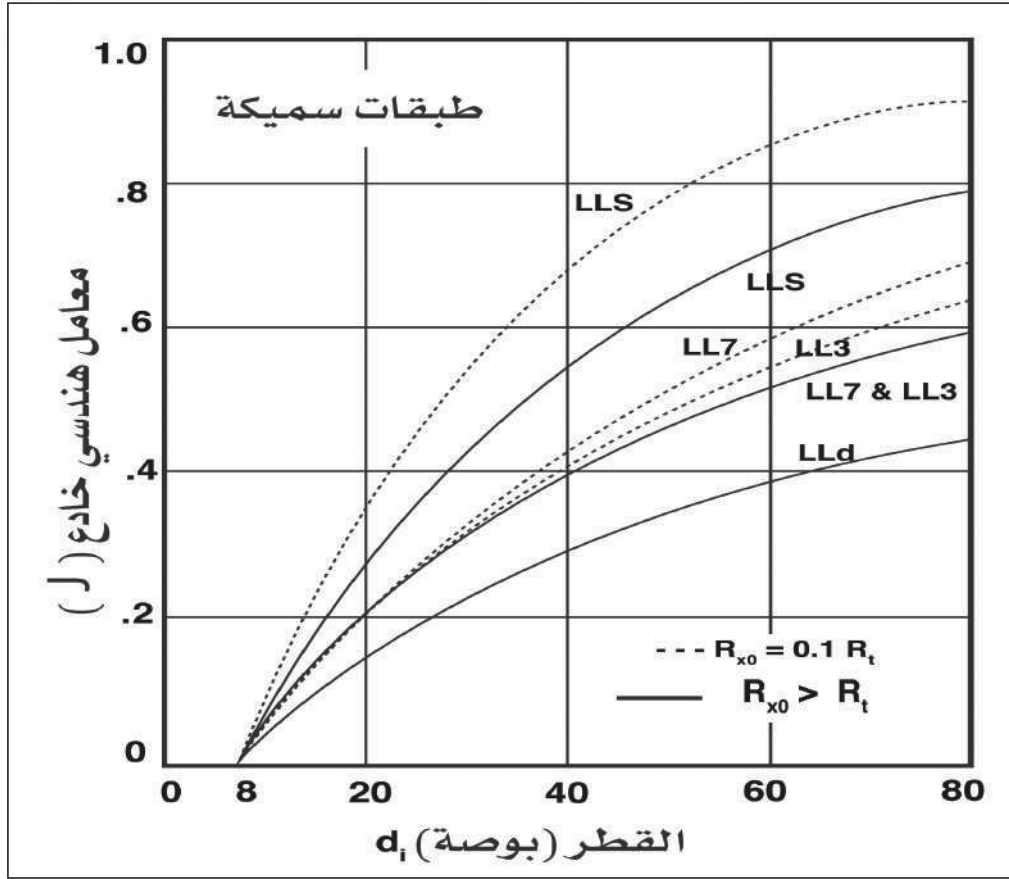
الشكل 18.7 : توزيع الأقطاب في نظام التركيز الكروي (Schlumberger, 2005)





الشكل 19.7: توزيعات التيار المحسوبة للسجل الجانبي المزدوج لنظامي التشغيل الضحل والعميق
(Chemali et al., 1983)

يبين (الشكل 20.7) العامل الهندسي الخادع لعديد من الأجهزة التي تم مناقشتها، في حال أن مقاومة نطاق الغزو أكبر من مقاومة نطاق عدم الغزو، وأيضاً في حال أن منطقة الغزو التي تكون مقاومتها 0.1 مقاومة المتكون غير المتأثر بالغزو، يمكن استخدام هذه العوامل الهندسية الخادعة في تقدير تأثير نطاق الغزو على قياس المقاومة عندما يكون هناك فارق بين R_{x0} و R_t . المنحنى الضحل (الممثل لجهاز LLS) يزداد بشكل حاد، وتشير على أنه في حالة نطاق غزو ذي موصلية عالية ($R_{x0} = 0.1 R_t$)، فإن نصف هذه الاستجابة يأتي من البوصات الثماني الأولى من الغزو، 90% من هذه الاستجابة يأتي من داخل المنطقة ذات قطر حوالي 80 بوصة. القياسات العميقة (المثلة لجهاز LLD) تكون أقل تأثراً بمنطقة الغزو، حيث فقط حوالي 15% من استجابته تأتي من قطر 20 بوصة (أو من البوصات الست الأولى من الغزو لبئر ذات قطر 8 بوصة).



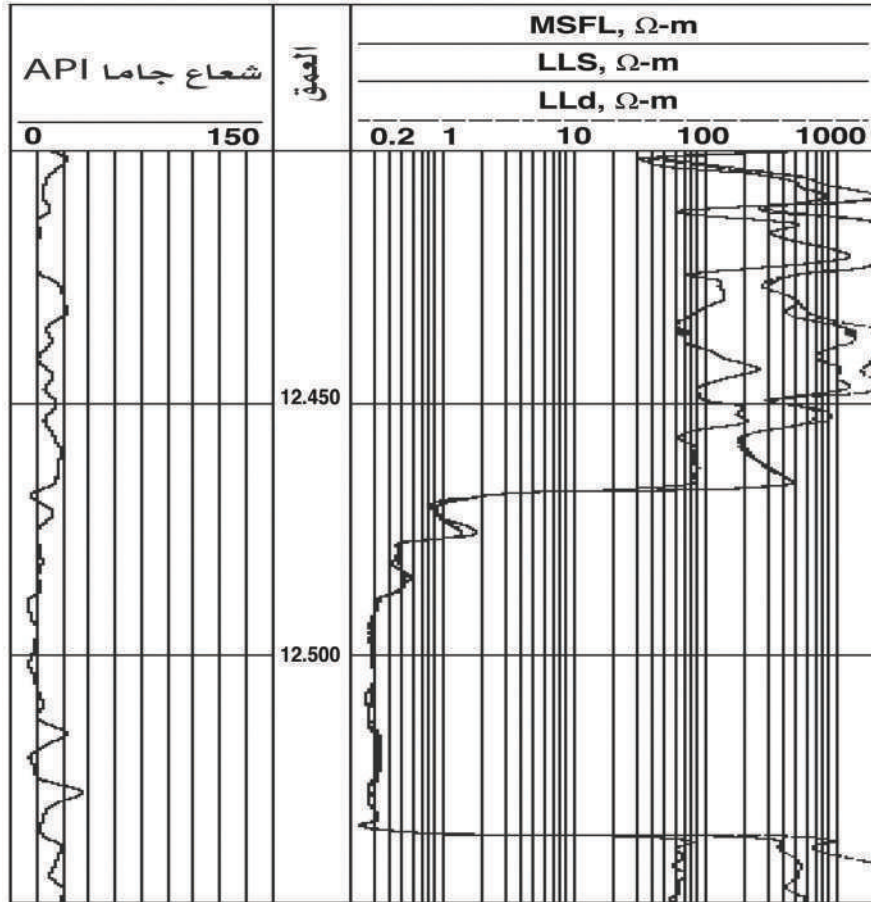
الشكل 20.7: مقارنة العوامل الهندسية الخادعة المحسوبة لعدد من أجهزة الأقطاب الشائعة LLS & LLd تشير إلى توزيع الأقطاب العميقة والضحلة لجهاز السجل البثري الجانبي المزدوج (Schlumberger, 1989).

لا تعتمد القراءة الفعلية الناتجة من نطاق الغزو على الاستجابة المبينة في (الشكل 20.7) فحسب، بل أيضا على المقاومة Resistivity. لذلك إذا كان $R_x = R_t$ ، فإن 15% من القراءة ناتج من نطاق الغزو ذي القطر 20 بوصة، في حين أنه إذا كان $R_x = 0.1 R_t$ ، فإن 1.5% فقط من القراءة يكون ناتجاً من نطاق الغزو. وتكون قراءة السجل الجانبي مثل كل أجهزة الأقطاب ذات علاقة أكثر خطية مع المقاومة وليست الموصلية، كما هو واضح في المعادلة (4).



مثال لجهاز السجل الجانبي المزدوج Example of Dual Laterolog

يبين (الشكل 21.7) عرضاً مثاليًا لبيانات جهاز السجل الجانبي المزدوج لمكمن نفطي افتراضي، يتكون من نطاق ذي مسامية متوسطة، غني بالمياه والهيدروكربون. يتواجد في الشكل سجلان ممثلان لسجل جانبي مزدوج، وهما القصير والطويل LLS و LLD. كما يتواجد سجل إضافي للمقاومية يُسمى السجل المركزي الكروي المجهري (MSFL)، والذي يعبر عن عمق فحص ضحل نظرا لصغر المسافة بين الأقطاب. يمثل المنحنى الموجود على المسار الأول سجل أشعة جاما، والذي يمكن الاستفادة منه في تحديد النطاقات النظيفة الخالية من الطفل.



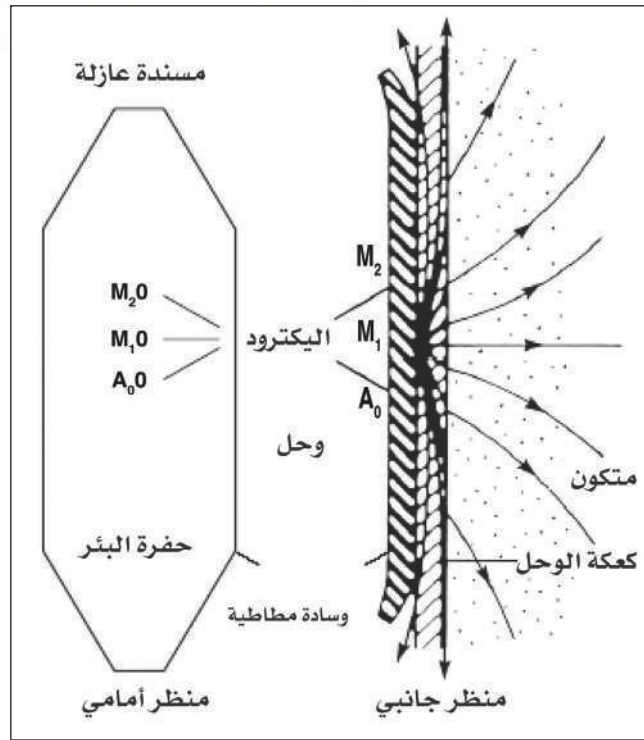
الشكل 21.7: استجابة جهاز السجل الجانبي في صخر مكمني مثالي.

يتميز نطاق المياه السفلي في هذه الحالة بقراءة منخفضة للمقاومية، وعدم وجود انفصال واضح بين منحنيي قراءات السجل الجانبي Laterolog الضحلة والعميقة. أما النطاق الحامل للهيدروكربون فوق عمق 12470 قدمًا، فيظهر بقراءات ذات مقاومية عالية. أسفل هذا النطاق وعلى طول 20 قدمًا نجد أن قراءات المقاومية أكبر من قراءات نطاق المياه. هذا يشير إلى وجود كمية قليلة من الهيدروكربون أو حدوث تغير في المقاومية. ولمعرفة كمية المياه أو الهيدروكربون فإن ذلك يعتمد على قياسات أخرى أو معلومات أكثر. واحدة من هذه المعلومات تتمثل في تقدير قيمة المسامية.

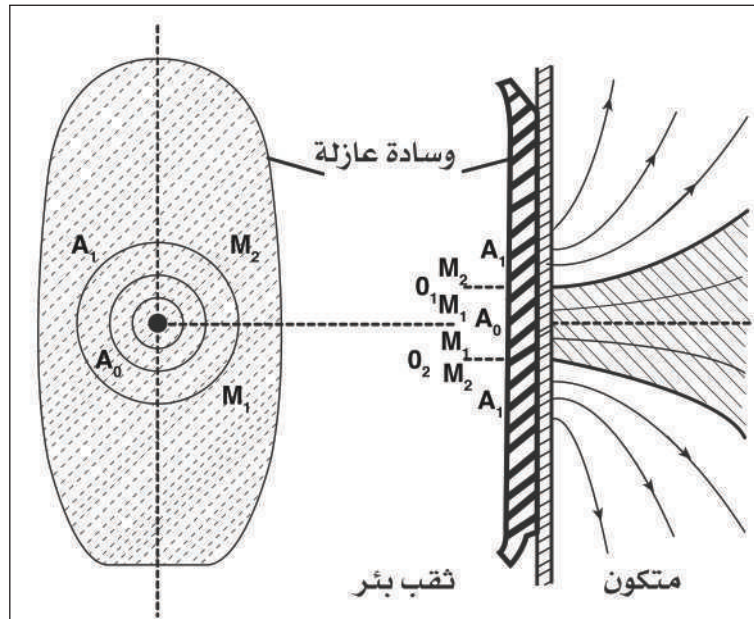
3.3.7 أجهزة القطب المجهري (الميكرو إلكترود) Microelectrode Devices

أجهزة القطب المجهري عبارة عن أجهزة تسجيل كهربائية، ولكن بمسافات بين الأقطاب أقل بكثير من أقرانها بالأجهزة السابق ذكرها. ونتيجة صغر هذه المسافات، فإن عمق الفحص أيضًا يكون قليلًا. هذه الأقطاب توضع على أجهزة خاصة تسمى المساند pads، والتي تكون ملاصقة لجدار البئر أثناء صعودها فيه. تطور أجهزة الأقطاب المجهرية مر بالتطور نفسه مثل أجهزة الالكتروود. البداية كانت مع جهاز السجل المجهري Microlog (الشكل 22.7)، والذي يعتبر من الأجهزة غير المركزة، والتي تعتمد على فكرة الأجهزة العادية والجانبية. حيث يرسل التيار من الإلكتروود (A_0)، ويتم قياس الجهد عبر القطبين (M_1 و M_2). تكون المسافة بين الأقطاب بوصة واحدة، وذلك للتأكد من فحص العمق الضحل. بالنسبة للجهاز الجانبي، يتم قياس فرق الجهد بين القطبين (M_1 و M_2) والذي يتأثر بدرجة عالية بجدار كعكة الوحل Mud cake. أما الجهاز العادي فيتم قياس جهد الالكتروود (M_2) والذي يتأثر أكثر بنطاق التدفق Flushed zone. يعتبر تأثير جدار الوحل خصوصًا في حالة متكون ذي مقاومية عالية وفي وجود جدار سميك من الوحل ذي موصلية عالية، هو العيب الرئيس في تحديد (R_{x0})، لكن في وجود غزو يكون هناك فاصل بين منحنيني (R_{x0} ، R_f). هذا الفاصل أثبت أنه مؤشر موثوق فيه في وجود نطاقات منفذة. كانت أجهزة السجل المركزي المجهري الجانبي Microspherical focused log μ SFL، هي الخطوة التالية من الاختراع لتحسين تحديد قراءة (R_{x0}). يوضح (الشكل 23.7) رسمًا تخطيطيًا لهذا الجهاز الذي يشترك في العديد من الظواهر مع السجل الجانبي Laterolog فيما عدا الأبعاد. نجد في (الشكل 23.7) أن التيار المضاد Bucking





الشكل 22.7: يبين جهاز السجل المجهرى (Microlog)، حيث المسافة بين الأقطاب 1 متر (Serra, 1986)



الشكل 23.7: يبين جهاز السجل الجانبي المجهرى (Microlaterlog (Serra, 1986)

current الناتج من الالكترود (A_1) يركز تيار القياس ليحمله يخترق جدار كعكة الوحل Mud cake. حوالي 90% من القراءة الناتجة تأتي من أول 2-4 بوصات من المتكون معتمدة في ذلك على الفارق بين (R_t و R_{xo}). اتبعت أجهزة الأقطاب المجهرية الأخرى المختلفة النهج نفسه لجهاز السجل الجانبي المجهري Microlaterolog، كل منها يحاول إزالة تأثير جدار كعكة الوحل، وفي الوقت نفسه تكون القراءة الناتجة لا تخترق عمقاً كبيراً من المتكون. الجهاز الأول تعتمد فكرته على مبدأ السجل الكروي Spherical log الذي تم وصفه سابقاً. هذا الجهاز أقل تأثراً بوجود جدار كعكة الوحل نتيجة التركيز الكروي، وأيضاً وجود مسند pad القطب بحجم أكبر. هناك أيضاً أجهزة أكثر تطوراً مثل micro-cylindrically focused log ويمكن الرجوع إليها من خلال المرجع (Schmoker, 1980).

4.7 أجهزة الحث Induction Devices

سوف نتعرض لأجهزة الحث بشيءٍ من الاختصار، ويمكن الرجوع إلى (Moran & Kunz, 1962) للحصول على تفاصيل أكثر. تم تصميم أجهزة الحث المغناطيسي أساساً لمعالجة مشكلة وجود سائل الحفر غير الموصل ذي الأساس الزيتي Oil base mud أو عدم وجوده أساساً Air filled hole، أو عند إدخال مبطنات بلاستيكية داخل البئر. مع ذلك، فإن لهذه الأجهزة استخدامات واسعة الانتشار في الآبار التي تستخدم سائل حفر موصل، بشرط أن يكون غير ملحي بدرجة عالية. تتميز هذه الأجهزة بقلّة تأثرها بظروف البئر والمتكونات المجاورة. تم تصميمها للحصول على عمق فحص أكبر داخل نطاق عدم الغزو مع قلّة تأثير نطاق الغزو. تستخدم هذه الأجهزة نظاماً يتكون من ملفات إرسال واستقبال متعددة. مع ذلك ولفهم أساسيات عمل هذه الأجهزة، نفترض أن الجهاز مكونٌ من مرسل ومستقبل واحد فقط (الشكل 24.4). يتم إرسال تيار متردد ذي تردد عال وبشدة ثابتة خلال ملف الإرسال. يولد المجال المغناطيسي الناشئ عن هذا التيار تياراً ثانوياً مستحثاً في المتكون. تتدفق هذه التيارات في مسار حلقي أرضي Ground loop حول اتجاه محور الملف المرسل. يولد هذا التيار الدائري بدوره مجالاً مغناطيسياً يستحث إشارة Signal في الملف المستقبل، تتناسب شدة هذه الإشارة أو التيار المستحث طردياً مع موصلية المتكون.



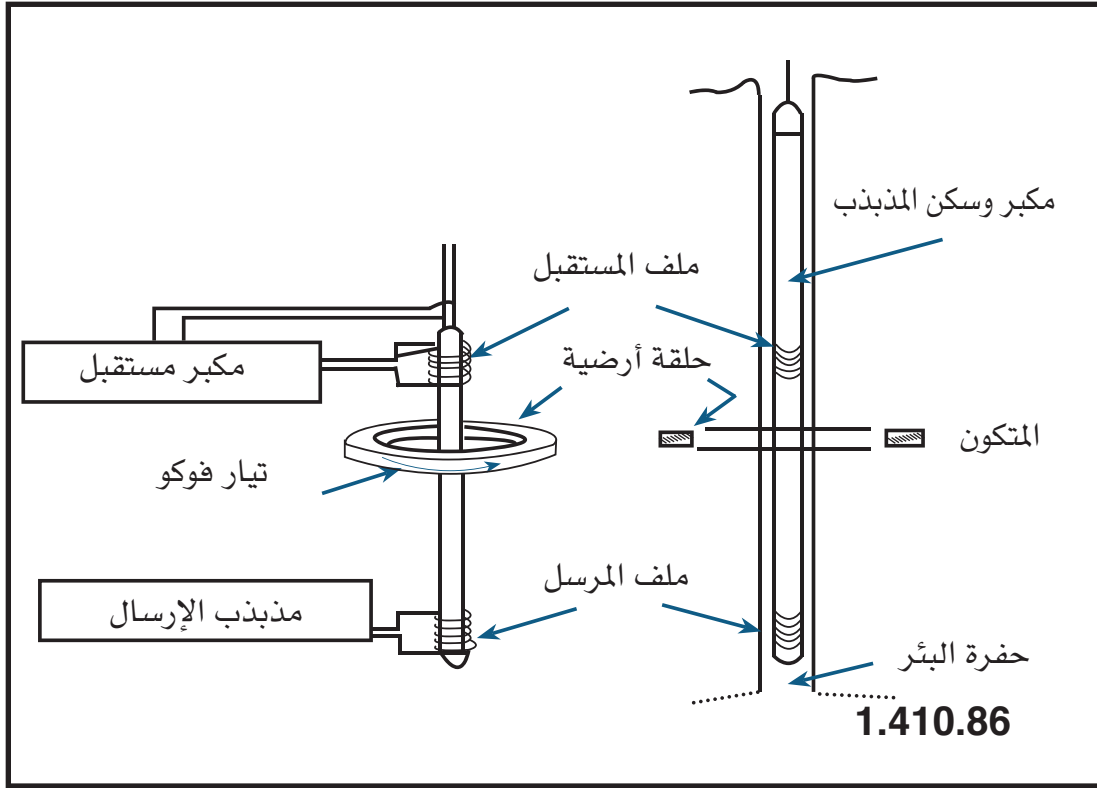
هناك أربعة أنواع من الأجهزة يتم استخدامها:

1. جهاز المسح الحثي والكهربائي (6FF40) IES: يشتمل هذا الجهاز على 6 ملفات (3 منها مرسلات و3 مستقبلات) بمسافة 40 بوصة بين المرسل والمستقبل الرئيسيين، ومعه الجهاز الكهربائي 16 بوصة العادي، وأيضا جهاز (SP). هذا الجهاز نحصل منه على أقصى عمق فحص مقارنة بأجهزة الحث الأخرى.
2. جهاز المسح الحثي والكهربائي (6FF28) IES: هذا الجهاز ذو قطر صغير (2 5/8 بوصة) ويستخدم في الآبار الضيقة ذات القطر الصغير، يحتوي على مسافة 28 بوصة بين الملفات. نحصل منه على عمق فحص عميق، إلا أنه أقل من عمق الفحص الناتج من جهاز (6FF40)، ويتواجد معه الجهاز الكهربائي 16 بوصة العادي، وأيضا جهاز (SP).
3. جهاز الحث المزدوج-السجل الجانبي-8 (DIL): يتكون من جهاز لقياس عمق فحص عميق والذي يسمى (ILD) وهو مماثل تمامًا لجهاز (6FF40) وجهاز لقياس عمق فحص متوسط (ILM) مع وجود جهازي السجل الجانبي-8 و(SP). جهاز (ILM) يحتوي على عمق فحص يبلغ نصف عمق الفحص لجهاز (6FF40) تقريبًا، هذا الجهاز أكثر تأثرًا بكل من سائل الحفر الملحي وزيادة قطر البئر.
4. سجل الحث (IES) مع السجل السمعي Sonic: يتكون من جهاز حث ذي عمق فحص عميق مماثل لجهاز (6FF40) مع وجود أجهزة التركيز الكروي Spherically focused log، و SP log، والجهاز السمعي (BHC).

مثال لسجل الحث Example of Induction log

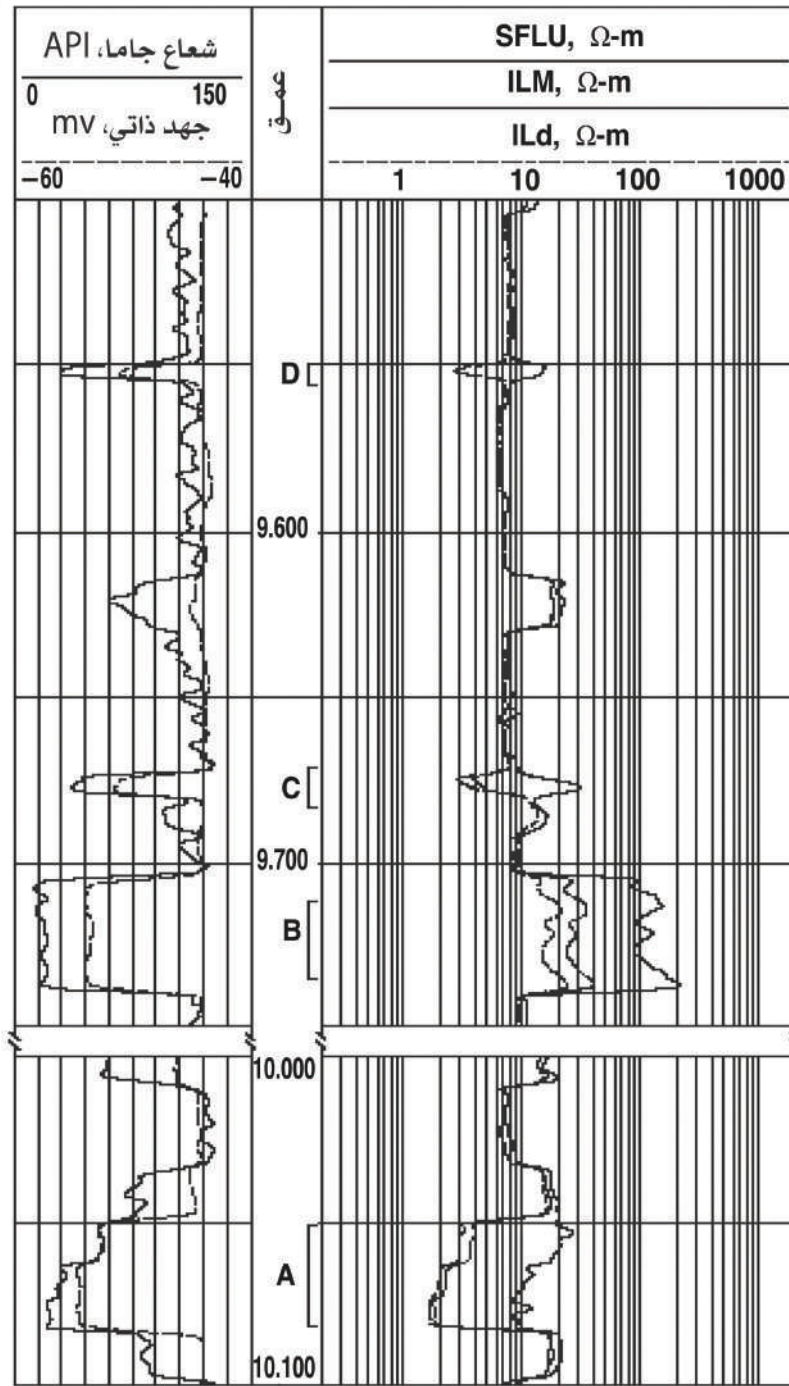
يوضح (الشكل 25.7) مثالاً لسجل الحث في صخر مكمني، حيث يتواجد نطاقان سميكان ونظيفان (خاليان من الطفل) (A،B). أيضًا يتواجد نطاقان نظيفان وذوا سمك أقل يرمز لهما بالرمزين (C، D). يمكن التعرف على هذه النطاقات الأربعة بسهولة على تمثيل السجل خلال أجهزة الحث الموجودة. أولاً للتعرف على النطاقات النظيفة، يتم ذلك من

خلال مقياسي (SP و GR) الممثلان على المسار رقم 1. تمثل أجهزة الحث على المسار الثاني والثالث والتي تشمل في هذا المثال كلاً من (ILD و ILM و SFL). هنا يعطي جهاز الحث (SFL) معلومات منطقية عن (R_{xo}) في الظروف المثالية ($R_{xo} > R_t$). يجب فحص أجهزة الحث لأي تصحيحات ضرورية قبل محاولة الحصول على تفسيرات كمية. مثل هذه التصحيحات تكون ضرورية لهذه النطاقات وخاصة النطاقين (D و C) ذوي السمك الأقل. يمكن الرجوع للعالمين (Jorden & Campbell, 1986) اللذين يعطيان مثلاً لمعظم تصحيحات سجل الحث منها؛ تأثير البئر ونطاق الغزو وسمك الطبقة.



الشكل 24.7: رسم تخطيطي مبسط لجهاز الحث المستخدم في قياس الموصلية





الشكل 7-25: مثال لتسجيل جهاز الحث

5.7 أجهزة قياس أشعة جاما والمسامية

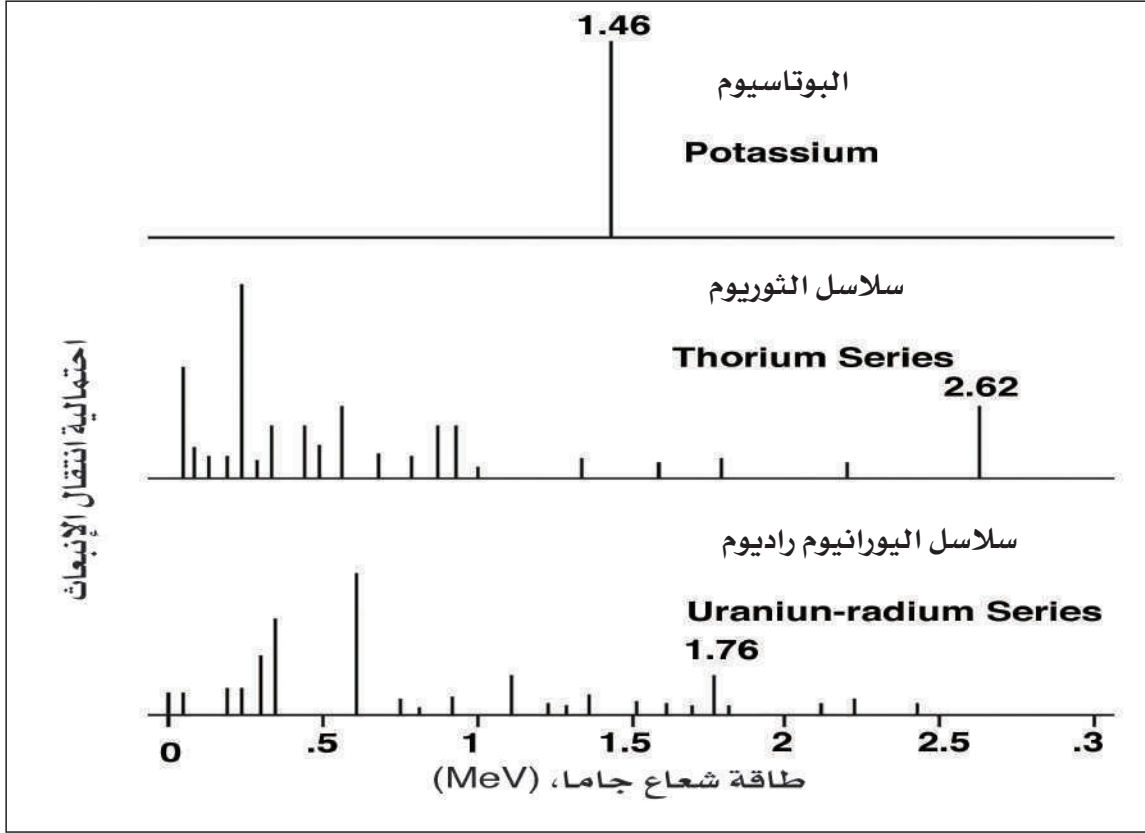
هناك نوعان من تسجيلات الآبار تستخدم لدراسة الفرق بين المتكون النظيف الخالي من الطين والمتكون المحتوي على نسبة من الطين. أحد هذه الأجهزة يتمثل في مقياس الجهد الذاتي والذي تمت مناقشته باختصار سابقاً. في هذا الباب سيتم مناقشة السجل الثاني والمتمثل في مقياس أشعة جاما. يلي هذا الجزء مناقشة بعض الأجهزة الأساسية المستخدمة في قياس المسامية.

1.5.7 سجل إشعاع جاما Gamma Ray Log

1.1.5.7 مصدر إشعاع جاما Source of Gamma Ray

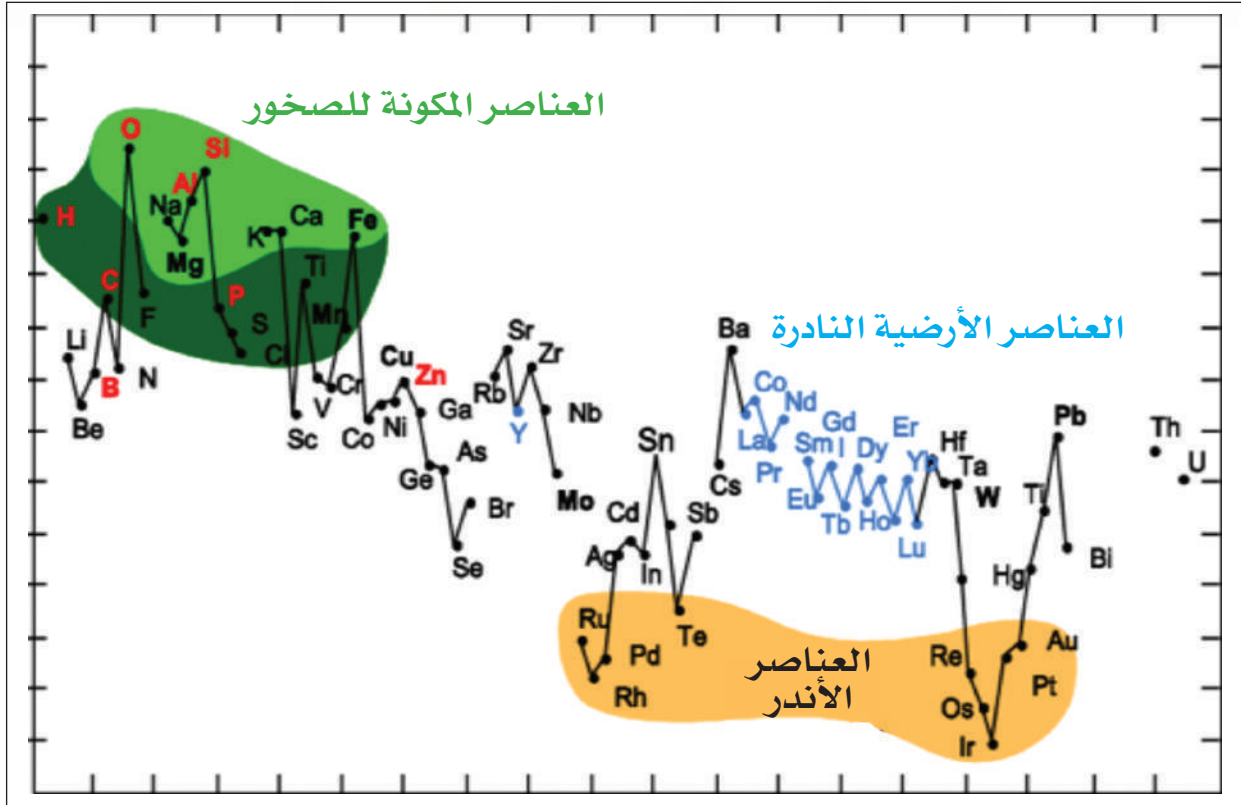
بدأ ظهور سجل أشعة جاما في نهاية ثلاثينات القرن الماضي كأول قياس غير كهربائي. وفي الحال، تم استخدامه من بين استخدامات أخرى في التمييز بين المتكون الخالي من الطين و clay والحامل لبعض منه. تنتج هذه الأشعة من بعض النظائر المشعة والتي تكون مصاحبة لبعض المعادن الشائعة. تعتبر معادن الطين Clay من بين المعادن الرئيسية التي تحتوي على نظائر مشعة، والتي تتواجد في طبقات الطين Shale. هناك ثلاثة نظائر مشعة ومسئولة عن أشعة جاما في المتكون، وهي؛ البوتاسيوم والثوريوم واليورانيوم. تمتاز هذه العناصر بفترة عمر النصف Half life كالتالي: البوتاسيوم ^{40}K يساوي 1.3×10^9 سنة، والثوريوم ^{232}Th يساوي 1.4×10^{10} سنة، واليورانيوم ^{238}U يساوي 4.4×10^9 سنة. يصاحب اضمحلال البوتاسيوم انبعاث أشعة جاما المميزة بطاقة 1.46 Mev. يضمحل كل من اليورانيوم والثوريوم خلال سلسلتين من النظائر المشعة لتصل إلى الرصاص المستقر. هذا يؤدي إلى طيف معقد من أشعة جاما ذات طاقات عديدة مختلفة، كما هو موضح في (الشكل 26.7). تمثل نظائر الثوريوم واليورانيوم المصدر الرئيس لكل أشعة جاما في الصخور الرسوبية.





الشكل 26.7: توزيع أشعة جاما الناتجة من النظائر الثلاثة المشعة طبيعياً

يعتبر البوتاسيوم من أكبر مصادر جاما المشعة داخل المتكون، وهو من العناصر الأكثر شيوعاً في القشرة الأرضية. يبين (الشكل 27.7) العناصر الأكثر شيوعاً في القشرة الأرضية. هناك معادن هائلة تحتوي على البوتاسيوم في الصخور الرسوبية. يبين (الجدول 1.7) مجموعة من المتبخرات الغنية بالبوتاسيوم، ومن أشهرها معدن السلفيت Sylvite. نجد معادن الفلسبارات Feldspars أكثر المعادن الموجودة في أحجار الرمل، وهي تحتوي على عناصر غنية بالبوتاسيوم، كما تحتوي معادن الميكا Mica، والإليت Illite والجلوكونيت Glauconite التابعة لمعادن الطين Clay على البوتاسيوم، أيضاً.



الشكل 27.7 : تركيز عناصر القشرة الأرضية (Garrels & Mackenzie, 1971)

الجدول 1.7: معادن المتبخرات الحاوية على البوتاسيوم (Serra, 2007)

الاسم	التركيب	البوتاسيوم (الوزن %)
Sylvite	KCl	52.44
Langbenite	$K_2SO_4 (MgSO_4)_2$	18.84
Kainite	$MgSO_4 KCl (H_2O)_3$	15.7
Carnallite	$MgClKCl (H_2O)_6$	14.07
Polyhalite	$K_2SO_4 MgSO_4 (CaSO_4)_2 (H_2O)_2$	13.4
Glaserite	$(KNa)_2SO_4$	24.7



على العكس، المعادن الحاملة لليورانيوم والثوريوم تكون نادرة. قد يتواجد اليورانيوم نتيجة تواجد المعادن النادرة الشاذة، إلا أنه غالباً ما ينتج من ترسيب أملاح اليورانيوم. تؤدي قابلية ذوبان مركبات اليورانيوم إلى نقلها ووجودها المتكرر في الطفل العضوي Organic shale، حيث يتم امتصاص اليورانيوم بواسطة المواد النباتية أو الحيوانية التي تكوّن فيما بعد طبقة الطفل. أما الثوريوم فيكون مصاحباً للمعادن الثقيلة، مثل معدني المونازايت والزركون. وعلى عكس البوتاسيوم الذي يتوقع أن يتواجد دائماً بتركيز كبير، فإن الثوريوم واليورانيوم يتواجدان بنسب أقل خاصة في الطفل Shale. يتكون الطفل من معادن الطين Clay والطيني Silt. يتكون الطمي أساساً من الكوارتز، وقد يحتوي على فليسبار ومواد عضوية. معادن الطين هي المسئولة بصفة أساسية عن مصدري إشعاع البوتاسيوم والثوريوم. تحتوي معادن الإليت Illite والمونتموريللونيت Montmorillonite ومعادن الميكا Micas المتمثلة في معدني البيوتايت والمسكوفائيت على البوتاسيوم (Serra, 2007). المعادن الطينية التي تتكون أثناء تحلل الصخور النارية تكون قادرة على الاحتفاظ بكميات من المعادن المشعة، حيث يتواجد الثوريوم في المعادن غير القابلة للذوبان، في حين أن اليورانيوم والذي يمتلك خاصية قابلية الذوبان من السهل انتقاله من المعادن الطينية، وغالباً ما يصاحب المادة العضوية في الطفل Shale بدلاً من معادن الطين.

2-1-5-7 أجهزة قياس أشعة جاما Devices of Gamma Ray

من الاستخدامات الرئيسية لسجل أشعة جاما يتمثل في تمييز طبقة الطفل عن غيرها من الطبقات. أول جهاز لقياس إشعاع جاما كان يقيس فقط فيض أشعة جاما الكلي الناتج من المتكون. تستخدم أجهزة القياس الأقدم كلاً من عداد جيجر Geiger counter أو عداد وميض يوديد الصوديوم NaI Scintillation detector، لقياس أشعة جاما فوق حد أدنى عملي (حوالي 100 keV). معدل هذا العد الكلي هو دالة على توزيع المادة المشعة وكميتها في المتكون. تتأثر هذه القراءة بحجم وفعالية العداد المستخدم. ولهذا السبب، تم استنباط معايرة لهذه الأجهزة باستخدام وحدة (API)، وتستخدم سجلات أشعة جاما الكلية هذه الوحدة. تأتي وحدة (API) من الإشعاع الناتج من متكون معلوم تم إعداده في معامل جامعة هيوستن Houston University. يحتوي هذا المتكون على حوالي 4% بوتاسيوم، 24 ppm ثوريوم، 12 ppm يورانيوم ليتم تعيين قراءة قدرها 200 API لهذا المتكون.

تُعطى استجابة جهاز أشعة جاما بالمعادلة (5):

$$GR_{API} = \alpha U^{238} ppm + \beta th ppm + \gamma K^{39} \% \quad (5)$$

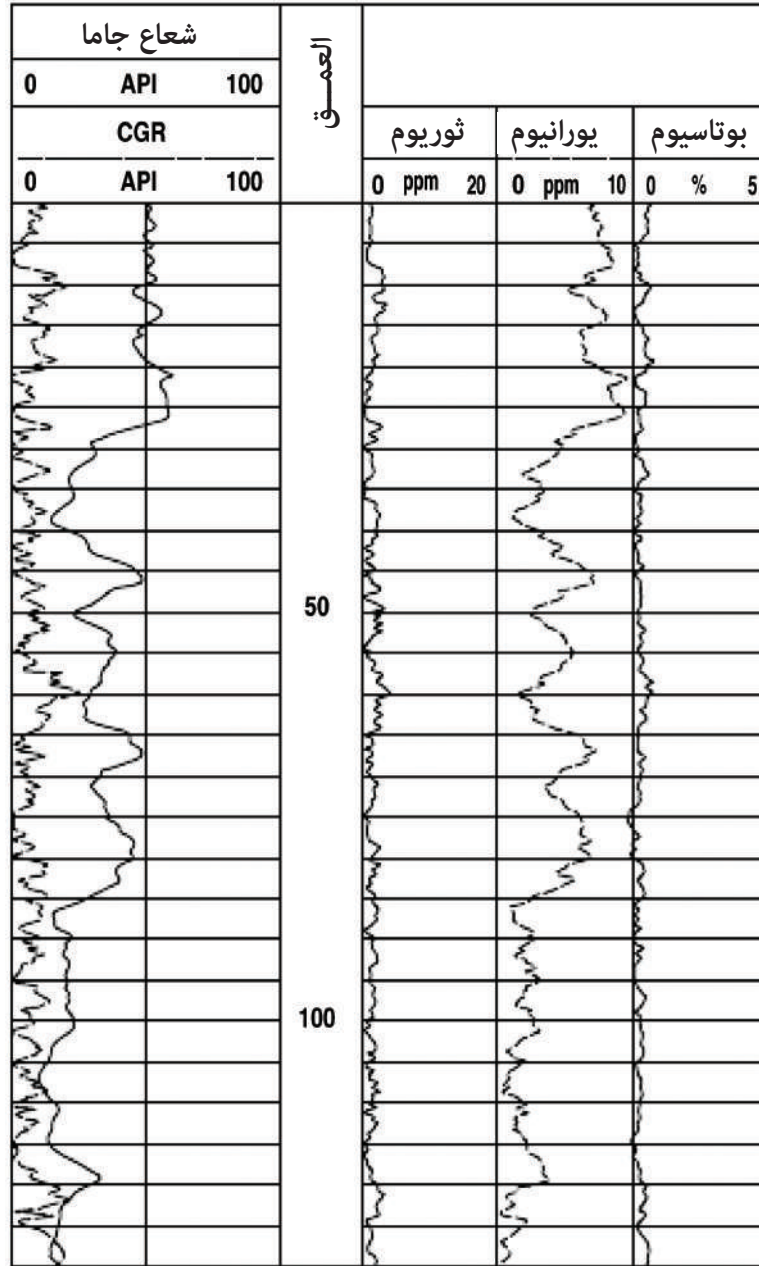
نلاحظ أن K^{40} هو النظير المشع إلا أن التركيز الأكثر شيوعاً هو (K^{39}). تعتمد المعاملات α و β و γ على الكاشف المستخدم وتفاصيل تصميم الجهاز. بالرغم من ذلك، هناك أنواع من الطفل تحتوي على نسب مختلفة من إشعاع جاما، متأثرة بتركيزات الثوريوم واليورانيوم والپوتاسيوم المصاحبة لها.

2.5.7 سجل أشعة جاما الطيفي Spectral Gamma Ray Log

مع تطور كاشفات أشعة جاما، كان من الطبيعي تطوير جهاز أشعة جاما إلى جهاز قادر على تحديد التركيز الفعلي للمكونات المشعة الثلاثة. تستعمل أجهزة إشعاع جاما الطيفي نفس نظام الكشف مثل أجهزة الإشعاع الكلية، ولكن بدلاً من استخدام منطقة طاقة ذات مدى واحد متسع للكشف، يتم تحليل إشعاع جاما إلى عدد من مستويات الطاقة المختلفة. يتم معايرة الجهاز بناءً على مكونات ثابتة تحتوي على نسب معروفة من الثوريوم واليورانيوم والپوتاسيوم، حينئذ يتم تحديد تركيز المكونات الثلاثة في المتكون المقاس بالإضافة إلى الإشعاع الكلي. إحدى الصعوبات في تفسير قياسات أشعة جاما هو عدم وجود تفسير وحيد، إذ تتواجد طبقات طين مشعة، أيضاً هناك الدولوميت ومكونات أخرى قد تحتوي على نسب عالية من اليورانيوم والثوريوم والپوتاسيوم والتي يمكن قياسها كل على حدة. يبين (الشكل 28.7) مثلاً لهذا التحليل، حيث تتواجد المكونات الثلاث (U, Th, and K) في المسار الثاني لقطاع من الكربونات. أما المسار الأول فيحتوي على منحنيين. يمثل الأول منحنى أشعة جاما الكلية GR، المنحنى الثاني يعرف بمنحنى أشعة جاما المحوسب (CGR) Computed gamma ray. يتكون هذا المنحنى الأخير من مجموع معدل العد الناتج من الثوريوم والپوتاسيوم، أي أنه غير متأثر باليورانيوم الذي قليلاً ما يصاحب معادن الطين. يتضح من الشكل أن الإشعاع المسجل من خلال (GR) يرجع إلى تأثير اليورانيوم. هذا يقودنا إلى أن تفسير سجل أشعة جاما على وجود نطاق من الطين كان خاطئاً. العلاقة بين تركيز المكونات المشعة والإشعاع الكلي مقاساً بوحدته (γ_{API}) تكون بالمعادلة (6):

$$\gamma_{API} = 4th + 8U + 16K \quad (6)$$





الشكل 28.7: تحليل أشعة جاما الطبيعية للتركيزات الناتجة من Th، U، K في قطاع من الكربونات. يبين منحنى (CGR) الممثل للإشعاع الكلي مطروحا منه نسبة اليورانيوم في النطاق الخالي بدرجة كبيرة من الطفل (Luthi, 2000)

هناك سببان مهمان لاستخدام سجل أشعة جاما الطيفي بدلاً من المقياس الكلي الذي يمكن استخدامه فقط في المضاهاة. السبب الأول: يتمثل في تحليل مصدر الشذات المشعة مثل التي تم وصفها من قبل. السبب الثاني: يتركز في المساعدة ليس فقط في تحديد حجم الطين بل أيضاً في تحديد نوعه عن طريق تصنيفه على أساس مساهماته النسبية من المكونات المشعة الثلاثة (U, Th and K). تمييز الميكا من الطفل هو احد التطبيقات المهمة لأجهزة أشعة جاما الطيفية.

6.7 التسجيلات المستخدمة في قياس المسامية Porosity Measuring Logs

هناك ثلاثة أنواع من الأجهزة تستخدم لحساب قيمة المسامية، اثنان من هذه الأجهزة تعتمد على القياسات النووية، وهما تسجيلا النيوترون والكثافة. أما السجل الثالث فيعتمد على القياسات الصوتية، ويسمى السجل السمعي. هناك جهاز آخر يعتمد على الرنين المغناطيسي لأنوية المتكون إلا أنه لن يتم مناقشته في هذا الفصل.

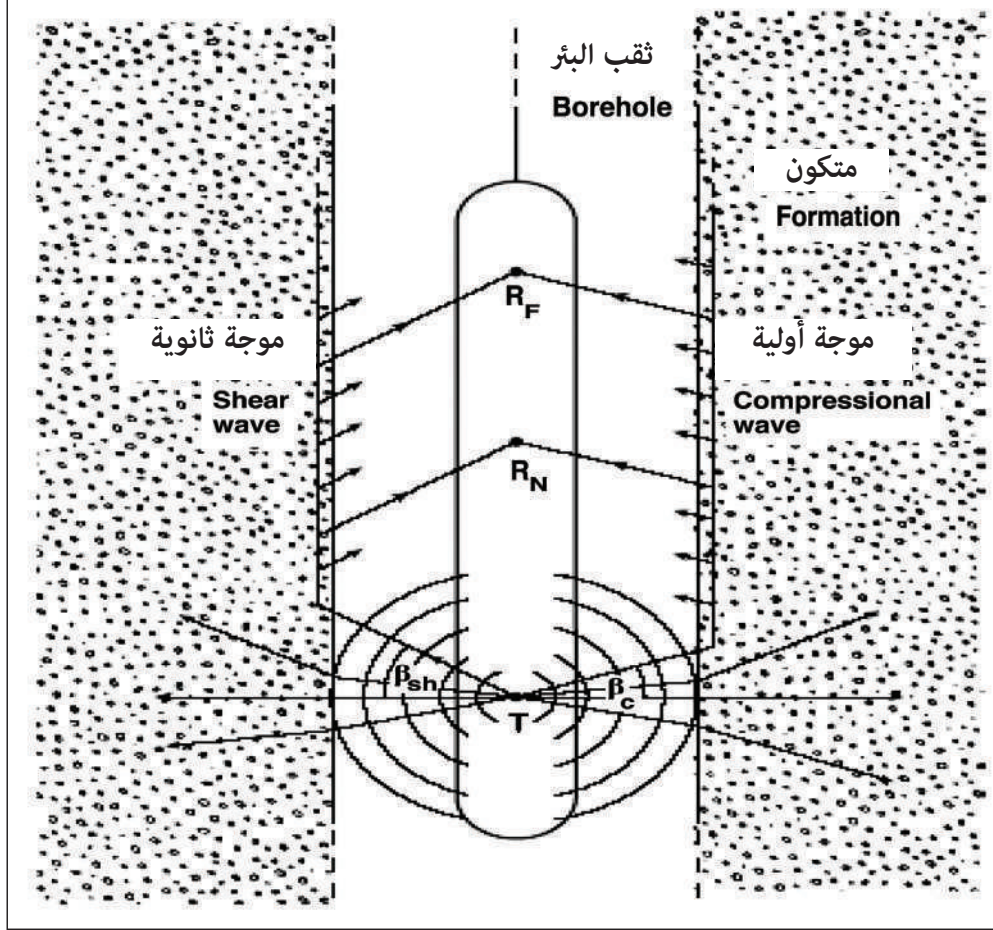
1.6.7 السجل السمعي لقياس المسامية Sonic Log for Measuring Porosity

تقيس أجهزة القياس السمعية التقليدية زمن عبور الموجات التضاغطية Compressional wave في الوسط حول البئر، من خلال مستقبلين يتم وضعهما على أبعاد 3 و 5 أقدام من المرسل. هذا النوع من الأجهزة مبين في (الشكل 29.7). تتكون هذه التقنية من قياس الفرق في أزمنة الوصول بين مستقبلين. عند قسمة هذا الفرق في الزمن على المسافة بين الكاشفين، فإنه يعطي زمن العبور Δt أو التباطؤ Slowness للمتكون والذي يعبر عنه بوحدة $\mu s/ft$. من الصعب تحديد عمق الفحص في المتكون المتجانس. وحيث أنه يتم قياس زمن العبور لأول إشارة موجية، فإن هذا القياس يكون حساساً فقط للمسار الصوتي الذي يستغرق أقصر وقت، وهذا المسار يكون موازياً تماماً لجدار البئر، وقريباً جداً منه.

يمكن تمييز المتكون غير المغزو من خلال أول زمن للوصول، وذلك يعتمد على المسافة بين المصدر والكاشف، وفارق السرعة بين نطاق الغزو ونطاق عدم الغزو، وأيضاً سمك نطاق



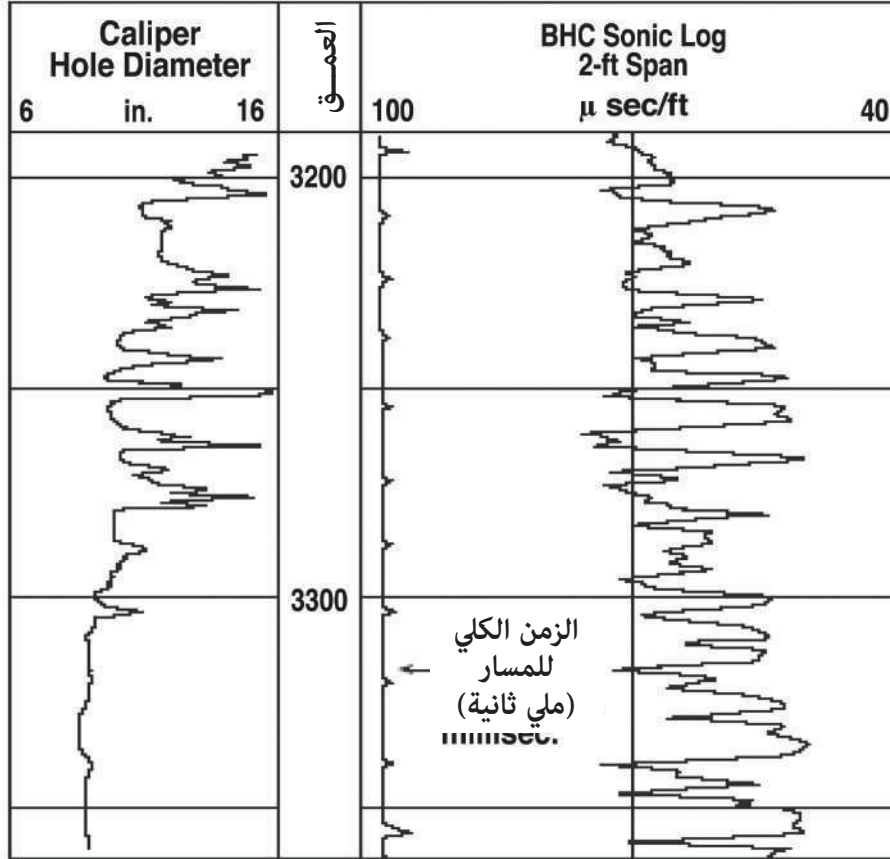
الغزو. عمومًا كلما زاد الفارق في السرعة بين النطاقين وزادت المسافة بين المصدر والكاشف كلما زاد عمق الفحص، والذي يكون حوالي 6 بوصات في الأجهزة السمعية التقليدية.



الشكل 29.7: يبين شكلاً تخطيطياً للجهاز السمعي (Tittman, 1986)

يبين (الشكل 30.7) العرض المثالي للسجل السمعي، حيث يتم عرض زمن عبور المتكون في المسارين 2 و 3. يزداد المقياس المعياري لزمن العبور كلما اتجهنا يساراً، وهو نفس اتجاه زيادة المسامية. إذا تم استخدام جهاز يحتوي على مصدر وكاشف فإنه يقيس زمن عبور أطول بشكل غير طبيعي خاصة عندما يكون قطر البئر كبيراً، ويرجع ذلك إلى زيادة زمن العبور من المرسل إلى المتكون عبر طين الحفر، ثم العودة إلى المستقبل. يمكن الحصول على

حل جزئي لهذه المشكلة باستخدام مرسل واحد ومستقبلين. عند تحديد زمن العبور للكاشفين واستخدام الفرق لتحديد زمن العبور، في هذه الحالة يمكن إزالة تأثير قطر البئر.

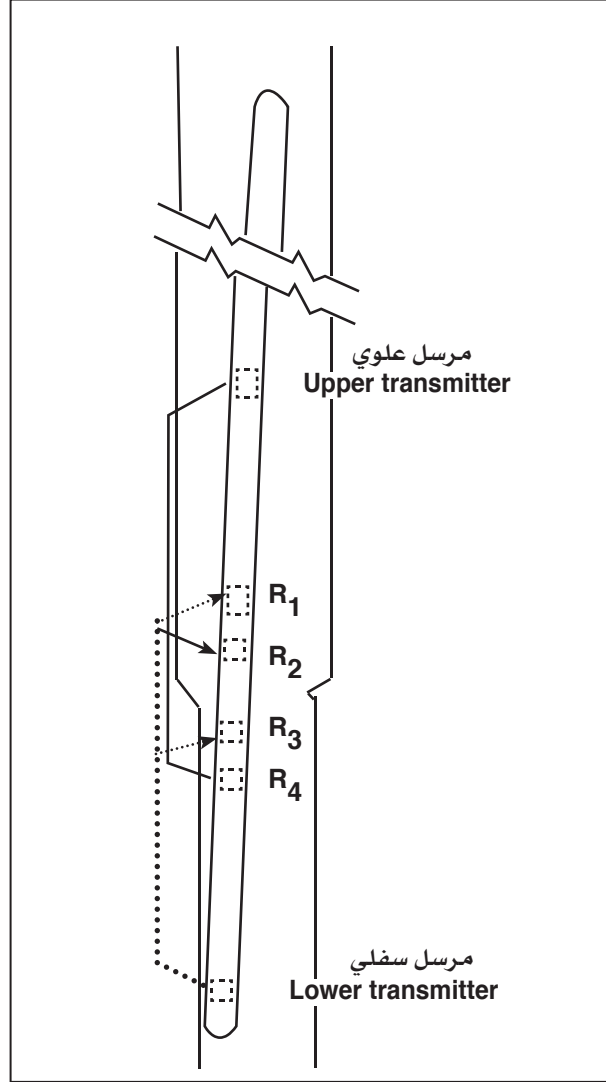


الشكل 30.7: يبين سجل الجهاز السمعي (Timur, 1987)

يوضح (الشكل 31.7) الوضع العام للتسجيل. نجد أنه ليس فقط هناك تغييرات في قطر البئر، بل أيضاً قد لا يتمركز الجهاز في المنتصف بسبب انحراف البئر. يمكن حل هذا التمركز عن طريق استخدام مرسلين وزوجين من المستقبلات القريبة من بعضها. بالتالي هناك مجموعتان من قياس زمن العبور: مجموعة صاعدة وأخرى ساقطة. في الحالة الميمنة في (الشكل 31.7)، يتجاوز زمن العبور الصاعد زمن العبور الساقط. بأخذ متوسط النتيجة، يتم إزالة تأثير مسارات زمن العبور غير المتساوي في طين الحفر، وهنا يعكس زمن عبور المتكون فقط. تسمى الأجهزة من هذا النوع (BHC) Borehole compensated.



تعتبر المضاهاة الجيولوجية واحدة من استخدامات السجلات السمعية. لاحظ العالم ويلي Wyllie أن هناك ارتباطاً قوياً بين زمن عبور الموجات الصوتية ومسامية المتكونات المتماصة، هذا يعني أنه يمكن استخدام السجل السمعي بصفة أساسية في قياس المسامية الأولية، إذ أنه لم يتأثر بالمسامية الثانوية.



الشكل 31.7: استخدام أربع كواشف لتقليل تأثير حجم البئر وميل الجهاز

2.6.7 سجل النيوترون Neutron Log

يعتبر سجل النيوترون، من الناحية التاريخية، أول جهاز نووي يتم استخدامه لتقدير قيمة المسامية للمتكون. يعتمد مبدأ السجل على حقيقة أن ذرات الهيدروجين ذات كفاءة عالية في تقليل سرعة النيوترونات السريعة. قياس توزيع النيوترونات ذات طاقة فوق حرارية Epithermal neutrons الناتجة من تفاعل النيوترونات ذات الطاقة العالية High energy source neutron مع المتكون يكون مرتبطاً بكمية ذرات الهيدروجين داخل المتكون. وحيث أن ذرات الهيدروجين تتواجد أحياناً في الهيدروكربون أو في الماء داخل الفراغات البينية، لذلك يرتبط تواجد الهيدروجين بالمسامية. بدأ استخدام سجل النيوترون لحساب المسامية في الخمسينات من القرن الماضي، واستمر إلى اليوم. يتكون هذا الجهاز في شكله البسيط من مصدر للنيوترونات السريعة مثل؛ بولونيوم-بريليوم Pu-Be أو أمريكيوم-بريليوم Am-Be، وكاشف (أو اثنين) حساس للنيوترونات على بعد مسافة ما من المصدر. سوف يتم مناقشة نوعين من أجهزة النيوترون المستخدمة في قياس المسامية. يتم التمييز بينهما من خلال مدى الطاقة المسجلة؛ فوق حرارية Epithermal أو حرارية Thermal. وحيث أن هذا النوع من الأجهزة يتكون من مصدر للنيوترون وكاشفات النيوترون، فإنه يشار إليه بجهاز نيوترون-نيوترون ($n-n$)، على عكس جهاز الكثافة النووي الذي يستخدم مصدرًا من أشعة جاما وكاشفات أشعة جاما ($\gamma-\gamma$)، والذي يقيس كثافة المتكون. هناك أيضًا أنواع أخرى من أجهزة النيوترون، والتي تقيس أشعة جاما الناتجة من التفاعل مع المتكون، وتسمى نيوترون-جاما ($n-\gamma$).

يستخدم هذا الجهاز أساساً في التعرف على المتكونات المسامية وتحديد مساميتها. تستجيب هذه الأجهزة لكمية ذرات الهيدروجين الموجودة في المتكون. وبالتالي يعكس جهاز النيوترون كمية المسام المليئة بالسوائل في المتكونات التي تكون فراغاتها مليئة بالمياه أو النفط. يمكن التعرف على النطاقات الحاملة للغاز وذلك بمقارنة جهاز النيوترون إما بجهاز آخر لقياس المسامية أو بتحليل عينات اللب الأسطوانية. اتحاد كل من جهاز النيوترون مع واحد أو اثنين من أجهزة المسامية يعطي قيمة أدق لكل من المسامية ونوع الصخر شاملةً تحديد حجم الطفل داخل المتكون.



النيوترونات عبارة عن جسيمات متعادلة كهربائياً تحتوي على كتلة مساوية تماماً لكتلة ذرة الهيدروجين. يتم إرسال طاقة عالية من النيوترونات السريعة من مصدر مشع والذي يتم تركيبه في جهاز تسجيلات الآبار من هذا النوع. تصطدم هذه النيوترونات بأنوية مواد المتكون والذي يعتقد أنه تصادم من النوع المرن مثل كرة البلياردو. يفقد النيوترون جزءاً من طاقته مع كل تصادم. تعتمد كمية الطاقة المفقودة عند كل تصادم على الكتلة النسبية للأنوية التي يتصادم معها النيوترون. يحدث الفقد الأكبر للطاقة عندما يصطدم النيوترون مع أنوية لها الكتلة نفسها، أي أنوية ذرات الهيدروجين. اصطدام النيوترون مع أنوية ثقيلة لا يبطئ من سرعة النيوترون بدرجة عالية، فهي ترتد بالسرعة نفسها تقريباً. وبالتالي يعتمد سرعة النيوترون بدرجة عالية على كمية الهيدروجين في المتكون. تبدأ حركة النيوترون في التباطؤ بعد ثوانٍ قليلة نتيجة التصادم المتتابع ليتحول إلى الحركة بسرعات حرارية Thermal velocities. في هذه الحالة يبدأ النيوترون بالانتشار عشوائياً دون فقد للطاقة، إلى أن يتم الاستيلاء عليه بأنوية ذرات أخرى كالكلور والهيدروجين والسيليكون وغيرها من العناصر. تصبح هذه الأنوية الأسيرة لهذه النيوترونات مثارة بشدة لترسل أشعة جاما ذات الطاقة العالية. هنا يتم تسجيل إما كمية أشعة جاما أو النيوترونات نفسها، وهذا يعتمد على نوع الجهاز المستخدم.

عندما يزداد تركيز الهيدروجين في المتكون الموجود أمام الجهاز في البئر، تكون حركة النيوترونات بطيئة، وتؤخر على بعد مسافة قصيرة من المصدر. وعلى العكس، عندما يكون تركيز ذرات الهيدروجين قليلاً، تسري النيوترونات لمسافة أبعد من المصدر دون أسر. وبالتالي يزداد معدل العد عند الكاشف عند تركيز أقل من ذرات الهيدروجين والعكس صحيح.

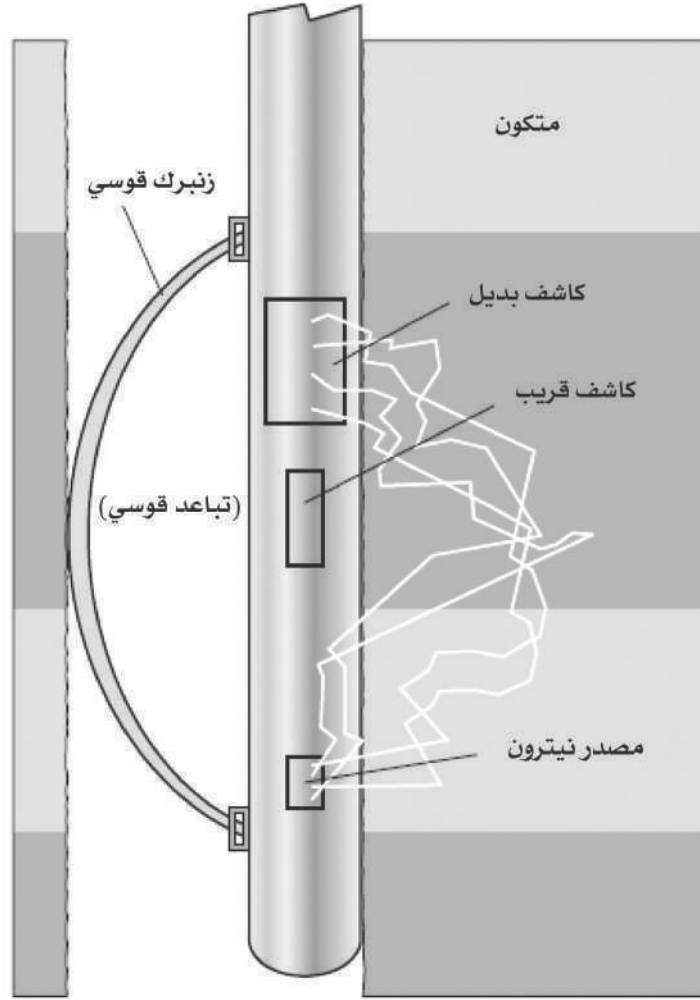
هناك نوعان من سجلات النيوترون ($n-n$) وهما الحراري وفوق الحراري، وكلاهما يشير إلى منسوب الطاقة المسجلة بالجهاز. أجهزة النيوترون الحراري Thermal neutron تكون حساسة بدرجة عالية لوجود ماصات حرارية Thermal absorber داخل المتكون. يعتبر كل من عنصر Gadolinium (Ga) و Boron (B) من الماصات الحرارية البارزة والتي

تكون مصاحبة للطفل وأيضا للكور المتواجد في المتكونات الملحية. العامل الآخر والذي قد يؤثر على قراءة التسجيل هي درجة حرارة المتكون وبيئة البئر. كلما زادت حرارة المتكون كلما زادت طاقة النيوترون، ونتيجة أن فاعلية الكاشف Detector تقل مع زيادة طاقة النيوترون فإن معدل العد أو التسجيل يقل. تستخدم معظم أجهزة النيوترون مصادر للطاقة تتكون من جزأين؛ الأول: يكون مرسلًا لجسيمات ألفا، والآخر: يكون منتجًا للنيوترون مثل بريليوم Beryllium (B). أحد المصادر الشائعة الأكثر استخداما في سجل النيوترون هو أميريكيوم-بريليوم Am-eridium-Beryllium والذي يرمز له (Am-Be). المخاوف البيئية بالإضافة للاحتياطات الأمنية قد يمنع استخدام هذا الجهاز قريباً، ليشجع على إيجاد اختيار بديل.

يبين (الشكل 32.7) جهاز النيوترون في شكله البسيط، والذي يتكون من مصدر للنيوترونات السريعة، مثل Pu-Be أو Am-Be، بطاقة متوسطة تصل إلى العديد من Mev، وكاشف (أو اثنين)، يكون حساساً لاستجابة النيوترونات ذات الطاقة القليلة وعلى مسافة من المصدر. هناك نوعان من أجهزة المسامية للنيوترون. يتم تمييز هذين النوعين من خلال مدى الطاقة المسجلة سواء كانت Thermal أو Epithermal. وحيث أن هذا النوع من الأجهزة يتكون من مصدر من النيوترون وكاشف للنيوترون، لذلك سيتم الإشارة إليهما باسم جهاز (n-n).

هناك أنواع من أجهزة تسجيل النيوترون المستعملة والتي تشمل الأنواع التالية GNT، SNP، CNL. تستخدم كل هذه الأنواع البلوتونيوم-البليوريوم (Pu-Be) أو أميريكيوم-بريليوم (Am-Be) كمصدر للنيوترونات بطاقة تقدر بالعديد من المليفولت. يستخدم سجل (GNT) كاشفاً حساساً لكل من أشعة جاما المأسورة ذات الطاقة العالية والنيوترونات الحرارية. يمكن استخدام هذا السجل في الآبار المغلفة Cased holes وغير المغلفة. قيم المسامية الناتجة من الآبار المغلفة تكون غير دقيقة نتيجة عدم المعرفة الجيدة بوزن المادة المستخدمة في التغليف وموقعها، وأيضاً وجود المادة اللاحمة خلف التغليف،... إلخ. هناك مسافات عديدة متاحة بين المصدر والمستقبل، حيث يتحكم فيها ظروف البئر، والمدى الواقع فيه قيم المسامية يستخدم





الشكل 32.7: يبين شكلاً تخطيطياً لسجل النيوترون بصفة عامة (Ellis et al., 1983)

سجل (GNT) بعيداً عن مركز البئر وذلك لتقليل تأثير البئر.

أما سجل (SNP)، فإن مصدر النيوترون والكاشف يتم تثبيتهم على مزلقة skid موضوعة على جدار البئر. هذا السجل يسجل فقط النيوترونات ذات الطاقة الأكثر من 0.4 إلكترون فولت. يمتاز هذا السجل بالميزات التالية:

- هو سجل يوضع ملامساً لجدار البئر، فيكون أقل تأثراً بظروف البئر.

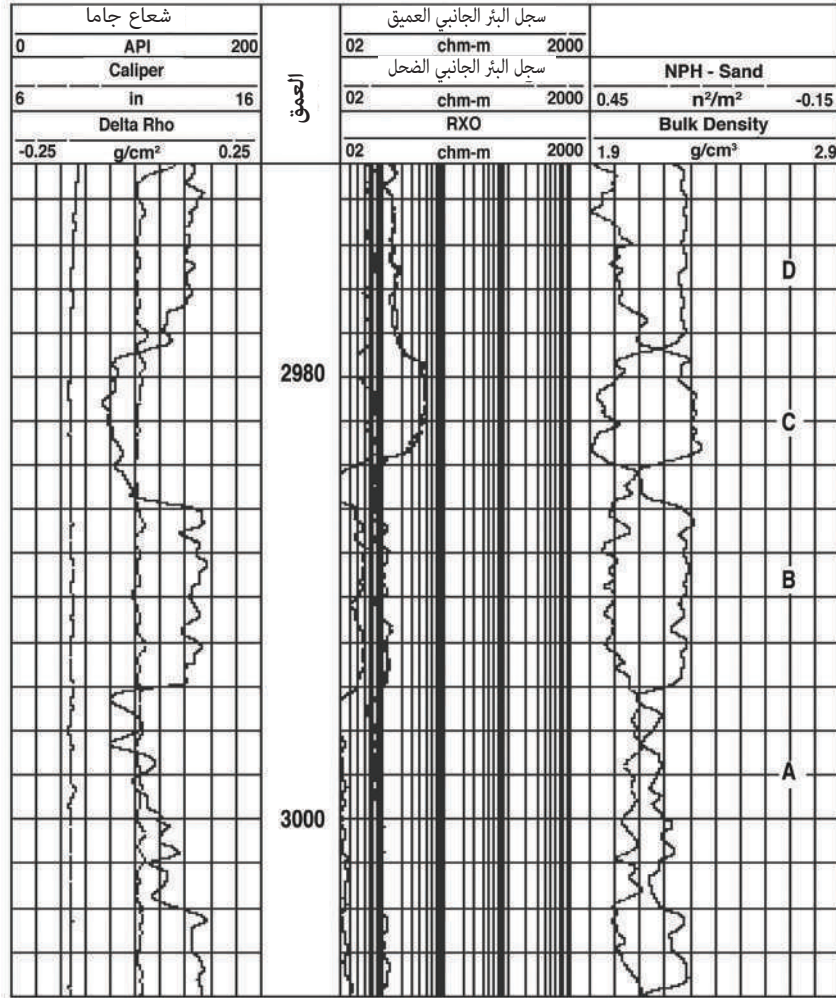
- وهو سجل يقيس النيوترونات ذات الطاقة فوق الحرارية Epithermal، بالتالي لا يتأثر بالعناصر الماصة للنيوترونات ذات الطاقة الحرارية Thermal. يعتبر الكلور والبورون من هذه العناصر الماصة الموجودة في ماء المتكون Formation water والمادة الصخرية matrix.

- معظم التصحيحات المطلوبة تتم أوتوماتيكياً.

يستخدم جهاز (CNL) مسافة مزدوجة لقياس النيوترون الحراري Thermal neutron من خلال كاشفين. يتم انبعاث نيوترونات بطاقة 16 كوري من المصدر. تكون المسافة بين المصدر والكاشف كبيرة وذلك لزيادة عمق الفحص. عند مقارنة عمق الفحص لكل من (CNL) و (SNP) للبرر نفسها وعند العمق نفسه، نجد أن (CNL) يحتوي على عمق فحص أكبر من (SNP). يقل تأثير ظروف البرر على جهاز (CNL) نظراً لاستخدامه كاشفين. يمكن استخدام (CNL) في الآبار المليئة بالسوائل، سواء كانت مغلقة أو غير مغلقة، لكن لا يمكن استخدامها في الآبار المليئة بالغاز. معظم أجهزة النيوترون المستخدمة حالياً تقيس بالتزامن مع سجل أشعة جاما، حيث يستخدم كل من (GNT) و (CNL) في الآبار المغلقة، في حين أن سجل (SNP) مصمم للعمل في الآبار غير المغلقة. يسجل دائماً مقياس قطر البرر Caliper log متزامناً مع SNP log.

يبين (الشكل 33.7) التمثيل القياسي التقليدي لسجل النيوترون والذي يُعطى بالرمز (NPHI)، حيث يمثل في المسار الثالث والذي يتواجد معه سجل الكثافة. يفترض هذا المخطط المبين أن نوع المتكون الصخري هو من حجر الرمل، على الرغم أن هناك مخططات تفترض أحياناً أنه حجر الجير Limestone وأحياناً الدولوميت Dolomite ك متكون صخري. من المتعارف عليه أن يتم تمثيل مدى الكثافة من 1.9 إلى 2.9 جم/سم³ في وجود حجر الرمل المفترض، والذي يعادل تغيراً في المسامية يبلغ حوالي 60pu لمتكون حامل للمياه، ومن ثم نجد أن سجل النيوترون في مدى ديناميكي للمسامية مساوياً 60pu عبر مسار للمسامية يبدأ من 15pu وينتهي عند 45pu. مقياس الكثافة في المتكون من حجر الجير يتراوح بين 1.95 و 2.95 جم/سم³، وقد نجد في أحيانٍ نادرة أن مقياس سجل النيوترون يتراوح بين 0 - 60pu، خاصة عندما تكون قراءات النيوترون عالية.





الشكل 33.7: تمثيل بيانات النيوترون والكثافة على المسار الثالث

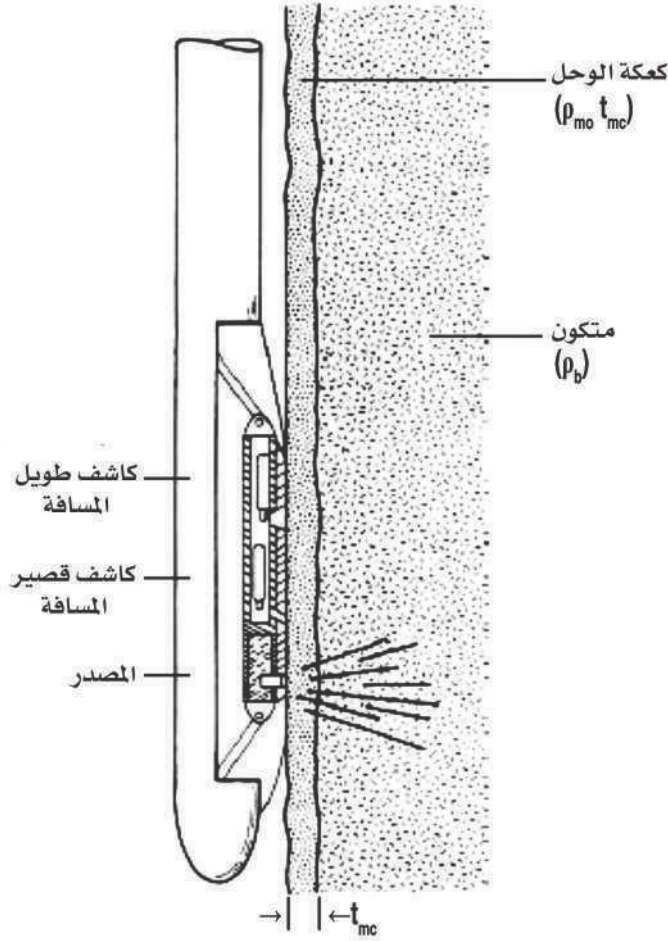
3.6.7 سجل الكثافة Density Log

يعتبر سجل الكثافة مفيداً كمقياس للمسامية الكلية. كما أن هناك استخدامات أخرى لمقياس الكثافة والتي تشمل؛ تحديد المعادن في رواسب المتبخرات، وتحديد حجم الغاز، وكثافة الهيدروكربون، وتقييم الرمال الطفلية، ومعرفة نوع الصخر وتركيبه، وتحديد إنتاج النفط. في هذا الجزء سيتم مناقشة مبادئ القياس والتسجيل، وكيفية تمثيل البيانات دون التعرض بالتفصيل للتصحيحات وتفسير البيانات.

يتم وضع مصدر مشع في الجهاز على جدار البئر لإرسال أشعة جاما ذات الطاقة المتوسطة داخل المتكون. هذه الأشعة عبارة عن جسيمات ذات سرعة عالية تصطدم بالإلكترونات داخل المتكون. مع كل اصطدام تفقد أشعة جاما جزءاً من طاقتها للإلكترونات، وبعد ذلك تستمر هذه الأشعة بفقد أجزاء من طاقتها. يسمى هذا النوع من التصادم بتشتيت الفوتونات حسب نظرية كومبتن Compton scattering. يتم تصميم كل من المصدر والكاشف بشكل يجعل استجابة الجهاز أساساً نتيجة ظاهرة كومبتن. يتم عد أشعة جاما المشتتة والتي تصل إلى الكاشف الموضوع عند مسافة ثابتة من المصدر كدليل لكثافة المتكون. يرتبط عدد تصادمات كومبتن بعدد الإلكترونات في المتكون. وبالتالي، ترتبط استجابة جهاز القياس بالكثافة الإلكترونية Electron density (عدد الإلكترونات /سم³) للمتكون. ترتبط الكثافة الإلكترونية بالكثافة الكلية، ρ_b بالجـم/سم³، والتي تعتمد بشكل أساس على كل من كثافة المادة الصخرية Rock matrix material، ومسامية المتكون Formation porosity، وكثافة الموائع التي تملأ المسامات Fluids filling the pores.

يتم وضع كل من المصدر والكاشف على هيكل مزلقي skid على جدار البئر، لتقليل تأثير عمود سائل الحفر. عندما يكون الاتصال بين هذا الهيكل والمتكون غير جيد نظراً لوجود كعكة الوحل Mud cake، أو نتيجة وجود خشونة في جدار البئر، في هذه الحالة يجب عمل بعض التصحيحات. قد تكون قيمة هذا التصحيح عالية خاصة في ظروف غير مواتية. وإذا تم استخدام كاشف واحد، في هذه الحالة من الصعب تحديد مثل هذا التصحيح، لأنه يعتمد على سمك ووزن ومكونات كعكة الوحل. يبين (الشكل 34.7) أحد أجهزة مقياس الكثافة Formation density compensated (FDC)، حيث يتم استخدام كاشفين.



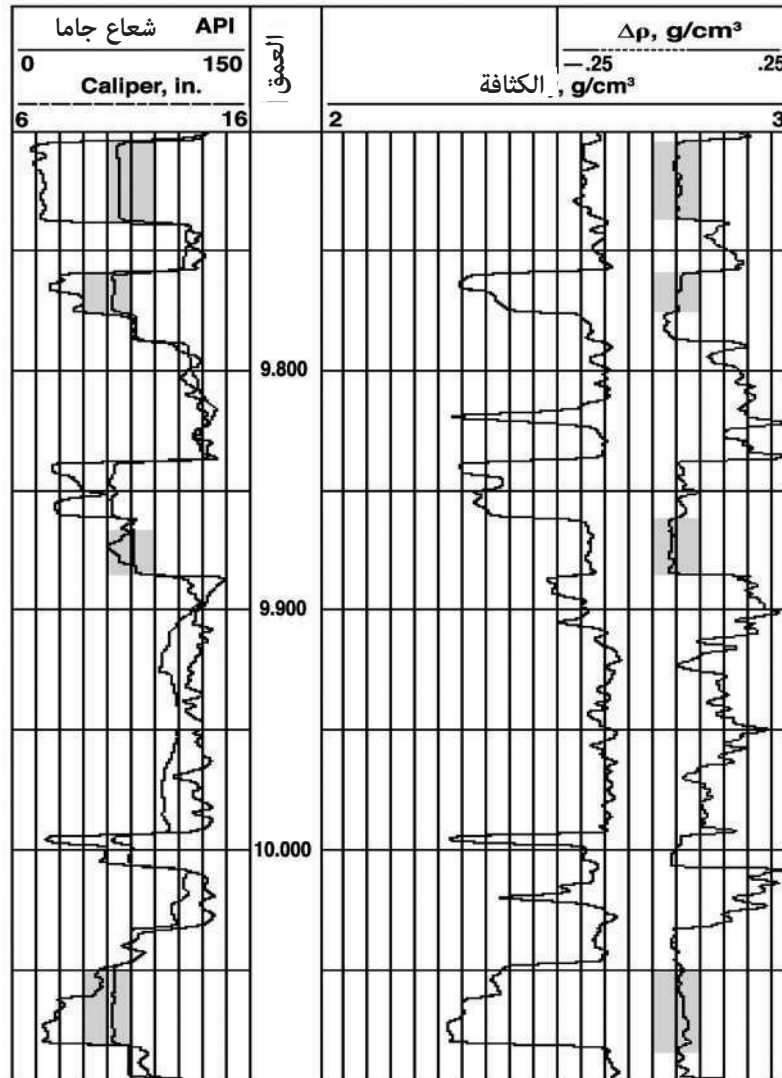


الشكل 34.7: يبين جهاز الكثافة الذي يوضع على جدار البئر (Ellis et al., 1983)

يبين (الشكل 35.7) عرضاً لبيانات سجل الكثافة، حيث يتم تمثيل سجل الكثافة على المسار الثاني على مقياس خطي بوحدة جم/سم³. أما منحنى التصحيح $\Delta\rho$ فيتم تمثيله على المسار الثالث. يوضح الشكل وجود سجل قطر البئر على المسار الأول الذي يحتوي أحياناً على سجل أشعة جاما. يتم تسجيل سجل النيوترون في بعض الأحيان مع سجل الكثافة على المسارين الثاني والثالث.

قبل الاستفادة من بيانات سجلات المسامية لابد من عمل تصحيحات لهذه البيانات، ثم تجرى عملية تحليل وتفسير البيانات، إلا أن ذلك خارج مجال هذا الكتاب. بصفة عامة، يمكن

القول أنه من خلال السجل السمعي يتم الحصول على معلومات عدة أهمها؛ حساب المسامية الأولية، وبمقارنتها بأجهزة قياس المسامية الكلية يمكن إيجاد المسامية الأولية. يتأثر تسجيل



الشكل 35.7: يبين عرض سجل الكثافة على المسارين الثاني والثالث



النيترون بدرجة أكبر بنطاق الغزو، ويتم الاستفادة منه بصفة خاصة في الحصول على قيمة المسامية الكلية للمتكون الصخري على أعماق مختلفة. كما أن قياس الكثافة مع سجلات أخرى يمكن من تحديد نوع الصخر، وباستخدام مخططات أخرى معدة مسبقاً، يمكن تحديد التركيب المعدني لهذه الصخور وخاصة المعادن الثقيلة. إذا احتوى صخر المكمن على هيدروكربون، فإنه قد يؤدي إلى أن تكون المسامية المحسوبة أكبر من القيمة الحقيقية. في هذه الحالة، يكون تأثير النفط Oil غير واضح تماماً، ولكن وجود الغاز Gas يؤثر بشكل واضح على قيمة المسامية، لذلك تكون قيم سجل الكثافة أقل في المتكون الحامل للغاز مقارنة بالمتكون نفسه الحامل للماء أو النفط. يمكن الاستفادة من وجود انفصال Separation بين منحنىي سجل النيترون والكثافة للاستدلال على وجود الغاز، غير أن الطين قد يعطي الانفصال نفسه، وهنا لا بد من الحصول على معلومات من سجلات أخرى كسجلات المقاومة للتمييز بين الغاز والطين. يمكن الرجوع إلى (Asquith & Gibson, 1982; Serra, 2007) للحصول على معلومات تفصيلية في كيفية تصحيح بيانات سجلات الكثافة، ومن ثم كيفية الاستفادة من هذه البيانات.

7.7 تقييم صخر المكنن والمصدر Evaluation of Source and Reservoir Rock

تقييم صخر المكنن والمصدر هي عملية يقصد بها استخدام قياسات الآبار لاستنتاج وتقييم خصائص المكونات تحت السطحية. يكون لهذه الخصائص المختلفة تطبيقات في العديد من مناطق الاستكشاف النفطي والإنتاج. تعتبر المعاملات البتروفيزيائية من الخصائص المهمة في التعرف على تحديد صخر المصدر، وتقييم النطاقات المنتجة اقتصادياً والحاملة للهيدروكربون. في هذا الباب سيتم دراسة كيفية حساب بعض المعاملات البتروفيزيائية الأساسية لدراسة خصائص صخور المكنن والمصدر المستتجة من تسجيلات الآبار.

7.7 تقييم صخر المكنن Evaluation of Reservoir Rock

1.7.7 حساب حجم الطفل Shale Volume Determination

قد تتواجد معادن الطين Clay minerals، والتي يشار إليها في معظم الأحيان بالطفل Shale، موزعة داخل مكونات أحجار الرمل في ثلاثة أشكال: صفائحي Laminated، وتركيبى Structural وتناثري Dispersed، كما هو موضح بـ (الشكل 36.7). النوع الأول الصفائحي Laminated قد يتواجد ضمن حجر الرمل في هيئة رقائق صفحية من أصل فتاتي، وهي تتكون خارج إطار حجر الرمل لتسمى الطين الصفحي. على الرغم أن الصفائح الطينية لا تؤثر بشكل مباشر على المسامية والنفاذية إلا أنها تشكل حاجزاً رأسياً للنفاذية. قد ينتج الطين ما يسمى بالتحورات Diagenesis نتيجة تغيرات بعدية في الصخر بفعل الحرارة والضغط، حيث يحدث تغيرات لجزيئات المادة، باستثناء الكوارتز، لتفاعلها مع ماء المتكون. يعتبر معدن الفلسبار أكثر المعادن شيوعاً والذي يتحول/يتحلل إلى كاولينيت، وأيضا الهورنبلند يتحلل إلى كلورايت، فيؤدي ذلك إلى تكون الطين التركيبى Structural clay. عادة ما يتواجد حجر الرمل المتحور على هيئة طين متناثر Dispersed clay، وينشأ عندما ترسب بلورات الطين في السوائل البينية الموجودة في الفراغات.





الشكل 36.7: أنماط توزيع الطفل أو الطين (Bassiouni, 1994)

هناك طرق مختلفة لتحديد حجم الطفل منها؛ تسجيلات أشعة جاما والجهود الذاتية والمقاومية والنيترون، أو كلا النيترون والكثافة مجتمعين (Asquith & Krygowski, 2004). في البداية يتم حساب مؤشر حجم الطفل، ثم يتم حساب حجم الطفل كالتالي:

حساب حجم الطفل من سجل أشعة جاما Shale Volume From Gamma Ray

يحتوي الطفل عادة على نسبة إشعاع أكثر من التي تتواجد في حجر الرمل وصخور الكربونات، ولذلك يستخدم سجل أشعة جاما في حساب حجم الطفل في صخر المكنم. ولحسابه، يتم حساب مؤشر Index أشعة جاما أولاً المعادلة (7).

$$I_{GR} = \frac{GR_{log} - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}} \quad (7)$$

حيث I_{GR} مؤشر Index أشعة جاما، GR_{log} قراءة أشعة جاما من المتكون، GR_{min} أقل قراءة لأشعة جاما (غالباً في وجود حجر رمل نقي أو كربونات)، GR_{max} أقصى قراءة لأشعة جاما (غالباً في وجود الطفل). قد تكون العلاقة بين نسبة الطفل ودليل أشعة جاما خطية. مع ذلك يتم استخدام العلاقة غير الخطية خاصة إذا تم معرفة عمر ونوع الصخر (المعادلات 8-11):

$$\text{For Tertiary rocks: } V_{sh} = 0.083 (2^{3.7I_{GR}} - 1) \quad (8)$$

$$\text{For older rocks: } V_{sh} = 0.33 * (2^{2*1GR} - 1) \quad (9)$$

$$V_{sh} = \frac{I_{GR}}{3 - 2 * I_{GR}} \quad (10)$$

$$V_{sh}(corr) = 1.7 - \sqrt{3.38 - (X + 0.7)^2} \quad (11)$$

حساب حجم الطفل من سجل الجهد الذاتي Shale Volume from SP

تعتبر طريقة الجهد الذاتي الطريقة الثانية الأكثر شيوعاً في تحديد حجم الطفل. قيمة هذا الجهد تقل بزيادة المقاومة، خاصة عندما يكون المتكون مصاحباً للهيدروكربون. جودة حساب حجم الطفل بهذه الطريقة هي قليلة في النطاقات الحاملة لمياه عذبة أو في آبار محفورة باستخدام سائل حفز طين ملحي Salty mud. تبين المعادلة التالية كيفية حساب حجم الطفل المعادلة (12).

$$V_{sh} \leq 1 - \frac{PSP}{SSP} \quad (12)$$

حيث PSP : تمثل الجهد الذاتي الخادع في وجود وحدة من الطفل Shaly unit

SSP : تمثل الجهد الذاتي في وجود وحدة سميكة نظيفة Thick clean unit

حساب حجم الطفل من سجل النيوترون Shale Volume from Neutron

يمكن تحديد حجم الطفل من سجل النيوترون المعادلة (13):

$$V_{sh} = \frac{\varphi N_{log} - \varphi N_{min}}{\varphi N_{sh} - \varphi N_{min}} \quad (13)$$



حيث $\varphi_{N \log}$ قراءة المسامية من سجل النيترون للمتكون، $\varphi_{N \min}$ أقل قراءة للمسامية من سجل النيترون، φ_{Nsh} قراءة المسامية لسجل النيترون في نطاق من الطفل.

تحديد حجم الطفل سجلي المقاومة R Shale Volume from Resistivity

يمكن استخدام المقاومة في حساب حجم الطفل في حالة وجود نسبة عالية من الطفل وقراءة قليلة من R_t ، من العلاقة التالية المعادلة (14):

$$V_{sh} \leq \frac{R_{sh}}{R_{t \log}} \quad (14)$$

إذا كانت النسبة الناتجة من المعادلة السابقة أقل من 0.5، حينئذ يتم تطبيق المعادلة التالية لتقدير حجم الطفل باستخدام سجل المقاومة المعادلة (15):

$$V_{sh} = \left(\frac{R_{sh}}{R_{t \log}} \right) \times \left(\frac{R_{cl} - R_{t \log}}{R_{cl} - R_{sh}} \right)^{1/B} \quad (15)$$

حيث R_{sh} قراءة المقاومة لطبقة الطفل، $R_{t \log}$ قراءة المقاومة الحقيقية للمتكون، R_{cl} قراءة المقاومة الحقيقية لنطاق نظيف خالٍ من الطفل المعادلة (16).

تحديد حجم الطفل من كلا سجلي النيترون والكثافة

Shale Volume From Combination of Neutron and Density

يمكن من خلال سجلي النيترون والكثافة تحديد حجم الطفل كالتالي:

$$V_{sh} = \frac{\varphi D - \varphi N}{\varphi D (clay) - \varphi N (clay)} \quad (16)$$

حيث: φD قيمة المسامية من سجل الكثافة للمتكون، φN قراءة المسامية من النيترون للمتكون، $\varphi N (clay)$ قراءة المسامية للنيترون في نطاق من الطفل، $\varphi D (clay)$ قيمة المسامية المستتجة من الكثافة في نطاق من الطفل.

تصحيح قيمة حجم الطفل Shale Volume Correction

هناك معادلات تجريبية مختلفة يمكن تطبيقها لتصحيح حجم الطفل الناتج من الطرق السابق ذكرها المعادلات (17 - 19):

$$V_{sh} (\text{corr}) = 1.7 - \sqrt{3.338 - (X + 0.7)^2} \quad (\text{Clavier et al., 1971}) \quad (17)$$

$$V_{sh} (\text{corr}) = \frac{0.5X}{(1.5 - X)} \quad (\text{Steiber, 1970}) \quad (18)$$

$$V_{sh} (\text{corr}) = 0.33 \left(2^{(2X)} - 1 \right) \quad (\text{Steiber, 1970}) \quad (19)$$

حيث X حجم الطفل الذي تم تحديده بالطرق السابقة.

من خلال قيمة حجم الطفل المصححة، يتم تصنيف النطاقات كالتالي:

- إذا كان حجم الطفل أقل من 10%، فإن النطاق يسمّى نطاقاً نظيفاً Clean zone
- إذا كان حجم الطفل يتراوح بين 10 و 35%، فإنه يسمى نطاقاً طفلياً Shaly zone
- إذا كان حجم الطفل أكبر من 35%، فإن النطاق يسمى نطاق الطفل Shale zone

2.7.7 حساب المسامية Porosity Determination

يمكن تعريف صخر المكمن أو الخزان على أنه الصخر الذي يحتوي على كل من المسامية والنفاذية. تعرف المسامية على أنها نسبة حجم الفراغات التي يحويها الصخر سواءً كانت متصلةً أو منفصلةً إلى الحجم الكلي للصخر. ويمكن التعبير عنها في المعادلة (20):

$$\varphi = \frac{V_P}{V_t} = \frac{V_t - V_s}{V_t} \quad (20)$$

حيث V_p حجم الفراغات، V_t الحجم الكلي للصخر، V_s حجم المواد الصلبة.



يقوم محللو التسجيلات بالتمييز بين المسامية الأولية φ_1 والثانوية φ_2 . الأولى يمكن حسابها باستخدام سجلات المقاومة والسجلات السمعية. أما الثانية فتنتج من الفرق بين المسامية الكلية المشتقة من السجلات الإشعاعية (الكثافة والنيوترون) والمسامية الأولية (Serra, 1986) كما هو موضح في المعادلتين (21, 22).

$$\varphi = \varphi_1 + \varphi_2 \quad (21)$$

$$\varphi_2 = \varphi_{ND} - \varphi_S \quad (22)$$

حيث φ_S المسامية الأولية من السجل السمعي Sonic log، φ_{ND} المسامية الناتجة من سجلي النيوترون والكثافة.

اقترح العالمان (Archie, 1942) و (Winsauer et al., 1952) المعادلتين التاليتين (23, 24). من خلال قياسات معملية لما أسموه معامل المتكون (F) Formation factor والمسامية:

$$F = \varphi^{-m} \quad (\text{Archie, 1942}) \quad (23)$$

$$F = a \varphi^{-m} \quad (\text{Winsauer et al., 1952}) \quad (24)$$

يعتمد الأس (m) على درجة تماسك الصخر، ويسمى أس التسمنت -Cementation exponent ويتراوح بين 1.14 و 2.52، أما الثابت (a) والذي يسمى معامل الالتواء Tortosity factor يتراوح بين 0.35 و 4.78، ويعتمد على درجة تعقد المسارات داخل الصخر.

تحديد المسامية الكلية من سجل الكثافة

Total Porosity Determination from Density Log

يمكن حساب المسامية الكلية من خلال سجل الكثافة كالتالي:

في حالة نطاق نظيف (Clean zone)، يمكن استخدام المعادلة (25) (Wyllie, 1963):

$$\varphi = \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_f} \quad (25)$$

حيث: φ المسامية من سجل الكثافة، ρ_{ma} كثافة المتكون الصخري والتي تختلف من صخر لآخر (الجدول 2.7)، ρ_b كثافة المتكون من السجل، أما ρ_f كثافة السائل الموجود بالصخر. الجدول 2.7: قيم الكثافة لمعظم المتكونات الصخرية الشائعة والموائع (Asquith et al., 2004)

تركيب الصخر / المائع	ρ_{ma} or ρ_{fl} (kg/m ³ g/cm ³)
حجر رملي	(2644) 2.644
حجر جيرى	(2710) 2.710
دولومايت	(2877) 2.877
انهدرايت	(2960) 2.960
ملح	(2040) 2.040
ماء عذب	(1000) 1.0
ماء مالح	(1150) 1.15

في وجود نطاق طفلي Shaly zone، يمكن حساب المسامية من خلال المعادلتين (26,27)

يعتمد فيهما على قراءات سجل الكثافة كالتالي:

$$\varphi_{De} = \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_f} - V_{sh} \frac{\rho_{ma} - \rho_{sh}}{\rho_{ma} - \rho_f} \quad (\text{Dresser Atlas, 1983}) \quad (26)$$

حيث ρ_{sh} كثافة الطفل.



Total Porosity Determination from Neutron حساب المسامية الكلية من سجل النيوترون
 في متكون نظيف، يمكن إيجاد المسامية الكلية من خلال قراءة سجل النيوترون مباشرة
 على افتراض أن المتكون الصخري يتألف من حجر الجير، وأيضاً بعد عمل تصحيحات تأثير
 ظروف البئر. في وجود نطاق طفلي، تعتمد المسامية الكلية على حجم الطفل، وبالتالي يمكن
 استخدام المعادلة (Dewan, 1983) التالية:

$$\varphi_{Ne} = \varphi_N - V_{sh} \times \varphi_N(sh) \quad (27)$$

حيث: $\varphi_{N(sh)}$ عبارة عن تسجيل المسامية في نطاق من الطفل، φ_N قراءة سجل النيوترون في
 النطاق الطفلي بعد عمل التصحيحات المتمثلة في ظروف البئر ونوع المتكون.

حساب المسامية الكلية من سجل النيوترون والكثافة

Total Porosity Calculation from Neutron and Density

يمكن حساب المسامية الكلية في متكون نظيف باستخدام المعادلة (28):

$$\varphi_{ND} = \sqrt{\frac{\varphi_N^2 + \varphi_D^2}{2}} \quad (28)$$

في متكون طفلي، يمكن حساب المسامية الكلية من خلال المعادلات (29-31) (Bussian, 1983) كالتالي:

$$\varphi_{De} = \varphi_D - \left[\left(\frac{\varphi Dsh}{0.45} \right) \times 0.13 \times V_{sh} \right] \quad (29)$$

$$\varphi_{Ne} = \varphi_N - \left[\left(\frac{\varphi Nsh}{0.45} \right) \times 0.03 \times V_{sh} \right] \quad (30)$$

$$\varphi_{ND} = \sqrt{\frac{\varphi_{Ne}^2 + \varphi_{De}^2}{2}} \quad (31)$$

تحديد المسامية الأولية Primary Porosity Determination

يعتمد الفارق في زمن العبور (Δt) المقاس بواسطة الجهاز السمعي على كل من نوع الصخر والمسامية. بالتالي، يجب معرفة زمن عبور المتكون الصخري (الجدول 3.7) لاستنتاج المسامية من الجهاز السمعي (Asquith & Krygowski, 2004). في وجود متكون نظيف، يمكن تحديد المسامية الأولية في الصخور المتماسكة المعادلة (32).

$$\varphi = \frac{\Delta t_{\log} - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \quad (32)$$

عند حساب المسامية من معادلة ويلى Wyllie لصخور الكربونات ذات مسامية ثانوية ممثلة في فجوات وكسور، فإن قيمة المسامية المحسوبة تكون قليلة. يرجع ذلك لأن السجل السمعي يسجل مسامية الصخر الأولية فقط، دون التأثير بالمسامية الثانوية. ومن ثم يمكن حساب المسامية الثانوية بطرح المسامية الناتجة من الجهاز السمعي من المسامية الكلية الناتجة من أي من سجل الكثافة أو النيترين أو كليهما.

الجدول 3.7 : السرعة الصوتية وفارق زمن العبور لأنواع مختلفة من المكونات الصخرية والموائع (Bussian, 1983)

التركيب الصخري / سائل	سرعة المادة اللاحمة Ft/sec	Δt_{matrix} or Δt_{fluid} (Wyllie) $\mu\text{sec}/\text{ft}$ ($\mu\text{sec}/\text{m}$)	Δt_{matrix} (Raymer et al.) $\mu\text{sec}/\text{ft}$ ($\mu\text{sec}/\text{m}$)
حجر رملي	18.000 to 19,500	55.5 to 51.0 (182 to 168)	56 (184)
حجر جيرى	21.000 to 23.000	47.6 (156)	49 (161)
دولومايت	23.000 to 26.000	43.5 (143)	44 (144)
انهدرايت	20.000	50.0 (164)	
ملح	15.000	66.7 (219)	
غلاف (حديد)	17.500	57.0 (187)	
ترشيح طين ماء عذب	5.280	189 (620)	
ترشيح طين ماء مالح	5.980	185 (607)	



وحيث أن السجل السمعي يستخدم في حساب المسامية في صخر متماسك، فإنه يجب إضافة معامل التضغط التجريبي (C_p) لمعادلة ويلي (Wyllie, 1963) كما هو موضح في المعادلتين (33, 34):

$$\varphi_S = \left[\left(\frac{\Delta t_{\log} - \Delta t_{mat}}{\Delta t_{fl} - \Delta t_{mat}} \right) \right] * \frac{1}{C_P} \quad (33)$$

$$C_P = \frac{\Delta t_{sh} * C}{100} \quad (34)$$

حيث (C) مقدار ثابت وعادة يساوي 1.0 (Hilchie, 1978).

يزداد الفارق في زمن العبور (Δt) كلما زادت نسبة الهيدروكربون، لذلك نجد قراءة المسامية عالية جداً إذا لم يتم تصحيح تأثير الهيدروكربون. تم اقتراح التصحيحات التالية (Hilchie, 1978) لتأثير الهيدروكربون من خلال المعادلات (35 - 37):

$$\varphi = \varphi_s * 0.7 \text{ (gas)} \quad (35)$$

$$\varphi = \varphi_s * 0.9 \text{ (Oil)} \quad (36)$$

في النطاق الطفلي Shaly zone

$$\varphi_{Se} = \left(\frac{\Delta t_{sh} - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \times \frac{100}{\Delta t_{sh}} \right) - V_{sh} \left(\frac{\Delta t_{sh} - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \right) \quad (37)$$

تحديد المسامية الثانوية Secondary Porosity Determination

يمكن استخدام العلاقة التالية المعادلة (38) لحساب المسامية الثانوية

$$\varphi_2 = \varphi_{ND} - \varphi_s \quad (38)$$

تحديد المسامية الفاعلة Effective Porosity Determination

تعرف المسامية الفاعلة Effective porosity على أنها كمية الفراغات المتصلة والقادرة على إمرار السوائل. ويستثنى من هذا التعريف الفراغات المعزولة والتي قد تحتوي على ماء ممتز. يمكن استخدام المعادلتين التاليتين (39, 40) في حساب المسامية الفاعلة:

1- المعادلة العامة

$$\varphi_{E1} = \varphi_T (1 - V_{sh}) \quad (39)$$

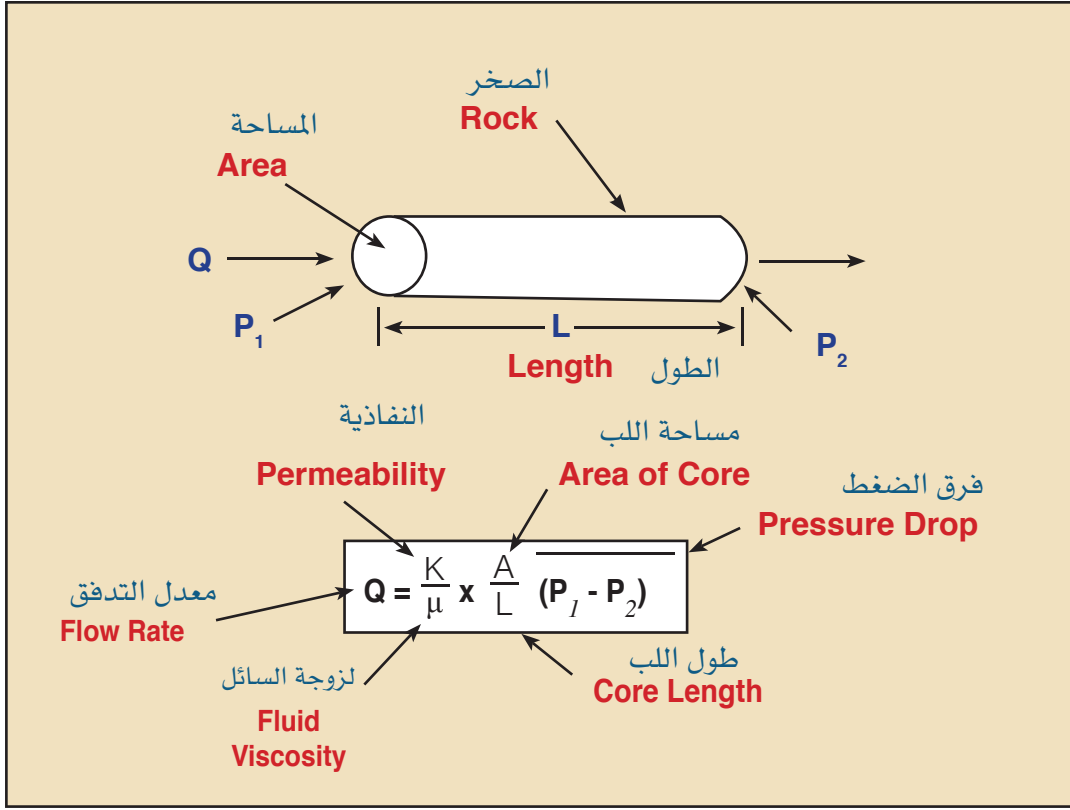
2- المعادلة التجريبية

$$\varphi_{E2} = (2\varphi_{Ne} + 7\varphi_{De}) / 9 \quad (40)$$

3.7.7 حساب النفاذية Permeability

تعرف النفاذية على أنها قدرة الصخر على إمرار السائل من خلاله. تُسمى النفاذية بأنها النفاذية المطلقة عند إمرار سائل واحد فقط في عدم وجود آخر. أما النفاذية الفاعلة فهي قدرة الصخر على إمرار سائل واحد في وجود سائل آخر. تعرف النفاذية النسبية على أنها النسبة بين النفاذية المطلقة والنفاذية الفاعلة. تعرف وحدة قياس النفاذية بالملي دارسي (md). يمكن قياس نفاذية الصخر في المختبر من خلال العينات اللبية Core samples أو الفتات الصخري Cuttings كما هو موضح في (الشكل 37.7).





الشكل 37-7: يوضح كيفية حساب النفاذية

حيث L طول العينة، (p_1) ضغط السائل عند بداية العينة، (p_2) ضغط السائل عند نهاية العينة، (Q) معدل تدفق السائل، (A) مساحة مقطع العينة، (K) النفاذية. كما يمكن حساب النفاذية بواسطة تسجيلات الآبار من خلال علاقات عدة، سيتم التركيز هنا على حساب النفاذية من المسامية وقيمة التشبع بالماء غير القابل للاستخلاص من المتكون (S_{wi}) . وعلى الرغم أنه لا يمكن التأكيد على اعتماد النفاذية على المسامية في جميع الأحوال، إلا أن هناك علاقة تجريبية المعادلة (41) اقترحها (Wyllie & Rose , 1991): وتتص على:

$$k = \frac{C\phi^x}{(S_{wi})^y} \quad (41)$$

كما اقترح العديد من الباحثين انطلاقاً من معادلة ويلي وروز علاقات تجريبية أخرى مختلفة المعادلات (42-45) تسمح بتقدير النفاذية من المسامية كالتالي (Schlumberger, 1991):

علاقة تيكسير Tixier:

$$k^{1/2} = 250 \frac{\emptyset^3}{S_{wi}} \quad (42)$$

علاقة تيمور Timor:

$$k^{1/2} = 100 \frac{\emptyset^{2.25}}{S_{wi}} \quad (43)$$

علاقة كوت-دومانوار Coates-Dumanoir:

$$k^{1/2} = 300 \frac{\emptyset^w}{w^4 S_{wi}^w} \quad (44)$$

وعلاقة كوت Coates:

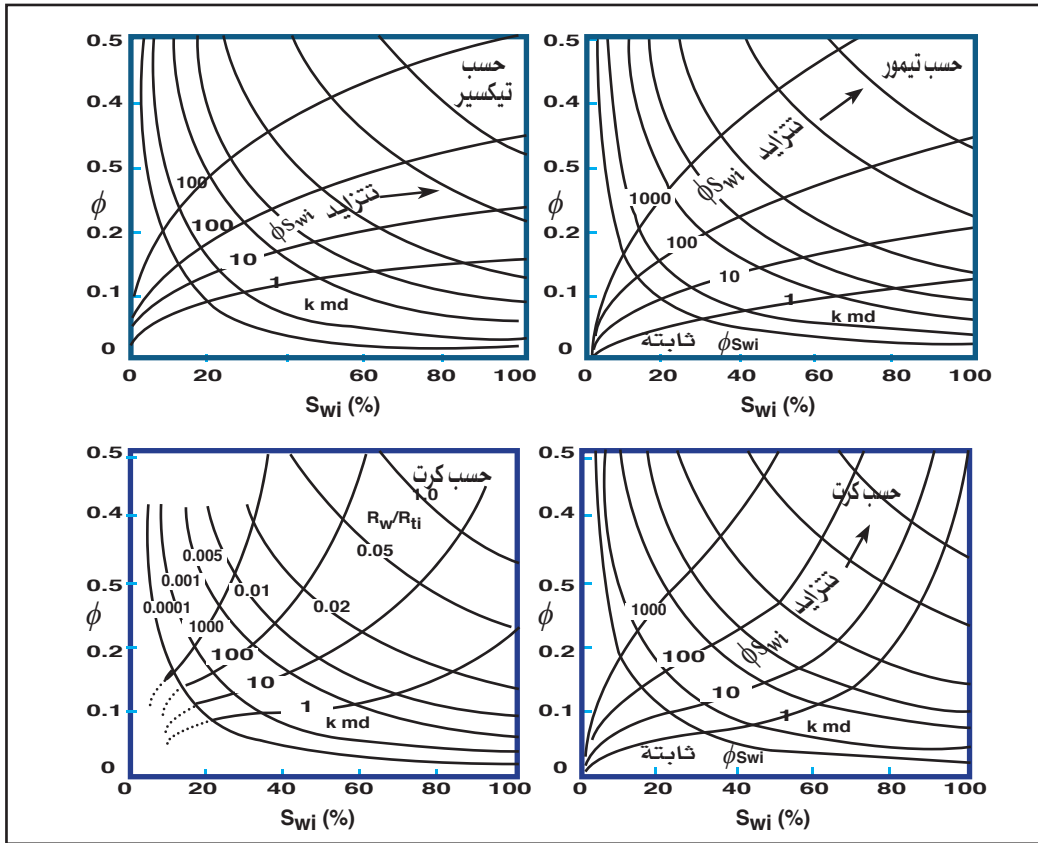
$$k^{1/2} = 70 \frac{\emptyset_e^2 (1 - S_{wi})}{S_{wi}} \quad (45)$$

حيث: (k) تعني النفاذية (بالملييدارسي md)، (\emptyset) المسامية، (S_{wi}) التشبع بالماء غير القابل للاستخلاص من المتكون، (w) متغير خاص بالبنية النسيجية Texture. ويعرض (الشكل 37.7) هذه العلاقات الأربع. تأخذ العلاقة بين المسامية والنفاذية عدة أشكال تختلف من صخر لآخر، إلا أنه يمكن القول بصفة عامة، كلما زادت المسامية زادت النفاذية. توضح الأشكال التالية (38.7) و (39.7) علاقات المسامية والنفاذية لبعض الصخور.

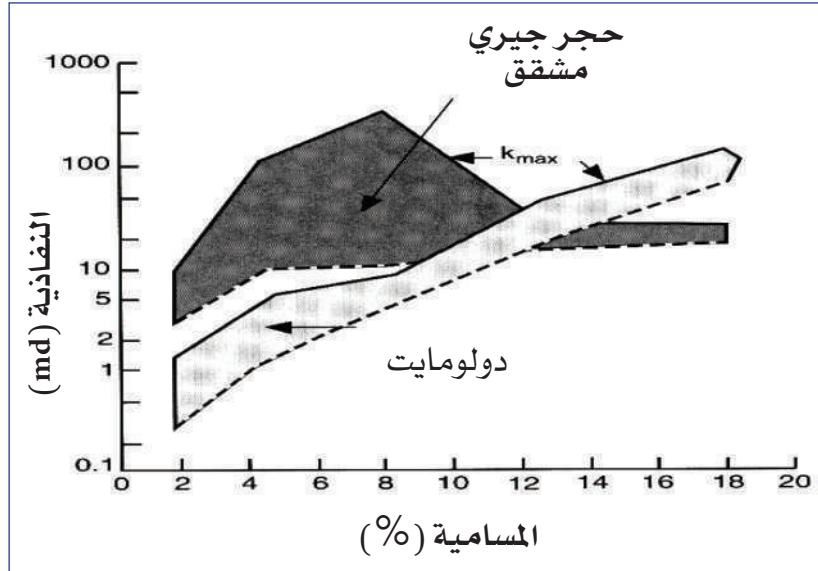


4.7.7 حساب التشبع بالماء Water Saturation

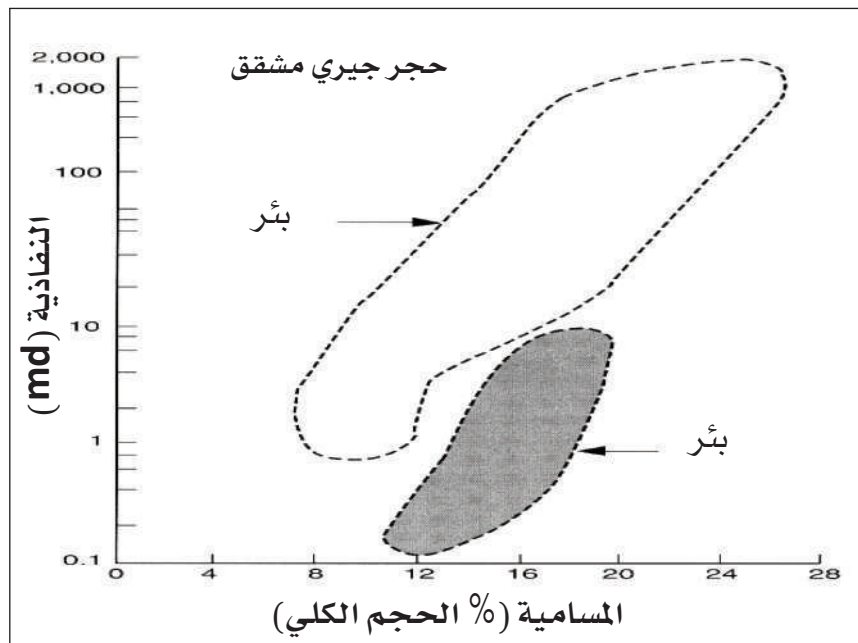
يعرف تشبع الماء على أنه كمية الفراغات في المتكون الصخري المحتوية على المياه، ويساوي نسبة حجم الماء إلى حجم الفراغات، ويتم تمثيله إما على هيئة كسر عشري أو نسبة مئوية، ويرمز لها بالرمز (S_w) .



الشكل 38.7: المخططات المستخدمة في حساب النفاذية من المسامية والتشبع بالماء (شقيق وآخرون، 1995)



الشكل 39.7: يوضح العلاقة بين النفاذية والمسامية لبعض الصخور (Ellis & Singer, 2008)



الشكل 40.7: يوضح العلاقة بين النفاذية والمسامية لمعادن الطين (Ellis & Singer, 2008)



$$\frac{\text{ماء المتكون الذي يشغل المسام}}{\text{الحجم الكلي للفراغات في الصخر}} = S_w \text{ التشبع المائي}$$

على الرغم أن التشبع الهيدروكربوني هو الكمية ذات الاهتمام، إلا أن تشبع المياه يستخدم عادة في المعادلات مثل معادلة آرشي. أيضاً يعطي التشبع الهيدروكربوني (S_h) بدلالة تشبع المياه المعادلة (46).

$$S_h = 1 - S_w \quad (46)$$

تشبع المياه في نطاق عدم الغزو (S_w) Water Saturation in Uninvaded Zone

يمكن حساب تشبع المياه في متكون نظيف من خلال معادلة آرشي (Archie, 1942) المعادلة (47):

$$S_w = \left[\frac{a * R_w}{R_t * \phi^m} \right]^{\frac{1}{n}} \quad (47)$$

حيث S_w تشبع المياه في نطاق عدم الغزو

R_w مقاومة مياه المتكون عند درجة حرارة المتكون

R_t المقاومة الحقيقية للمتكون

ϕ المسامية

a معامل الالتواء Tortuosity factor

m أس التسمنت Cementation exponent

n أس التشبع Saturation exponent

يمكن أيضا حساب تشبع الماء من المعادلات (48 - 53):

$$S_w = \left(\frac{FR_w}{R_t} \right) \quad (48)$$

$$S_w = \left(\frac{0.81R_w}{\Phi^2_e R_t} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (49)$$

$$S_w = \sqrt{\frac{aR_w}{\left[1 - \left(1 - \frac{V_p \Delta t_{mat}}{10^6} \right)^{\frac{1}{x}} \right]^m} R_t} \quad (50)$$

حيث أن معكوس زمن العبور (Δt) المقاس من الجهاز السمعي يستخدم لتحديد السرعة التضاغطية (V_p ft / sec) في الصورة التالية (Bussian, 1983):

$$V_p = 10^6 / \Delta t \quad (51)$$

أما الأس (x) فيمكن الحصول عليه من (الجدول 4.7):

الجدول 4.7: أزمنة العبور الصخرية matrix والأس exponent (Schlumberger, 1991)

Matrix	Δt_{mat} ($\mu\text{sec}/\text{ft}$)	X
سليكا	55.5	1.60
كالسيات	47.6	1.76
دولومايت	43.5	2.00



في وجود متكون طفلي Shaly formation :

يمكن حساب تشبع الماء بالأخذ في الإعتبار حجم الطفل (Schlumberger, 1991) من خلال المعادلة المعادلة (52):

$$S_w = \left(\frac{FR_w}{R_t} \right)^{\frac{1}{2}} - \left[\frac{V_{sh} R_w}{0.4 \varphi_e R_{sh}} \right] \quad (52)$$

والتي يمكن وضعها في الصورة التالية عند التعويض بقيمة (F).

$$S_w = \left(\frac{0.81R_w}{\varphi_e^2 R_t} \right)^{\frac{1}{2}} - \left[\frac{V_{sh} R_w}{0.4 \varphi_e R_{sh}} \right] \quad (53)$$

تشبع الماء في نطاق الغزو (S_{xo}) Water Saturation in Invaded Zone

في النطاق النظيف Clean zone :

يمكن حساب التشبع في نطاق الغزو أو التدفق (Invaded or Flushed zone) من معادلة آرشي أيضاً، بعد استبدال متغيرين هما المقاومة للطين الرشيح (R_{mf}) بدلاً من مقاومة الماء (R_w)، والمقاومية لنطاق الغزو (R_{xo}) بدلاً للمقاومية لنطاق عدم الغزو (R_t) كما هو موضح في المعادلة (54):

$$S_{xo} = \left(\frac{a * Rmf}{Rxo * \varphi^m} \right)^{\frac{1}{n}} \quad (54)$$

حيث S_{xo} تشبع المياه في نطاق الغزو (التدفق)

Rmf مقاومة طين الرشيح عند درجة حرارة المتكون

Rxo المقاومة الضحلة في نطاق الغزو (التدفق)

في النطاق الطفلي Shaly zones

$$\frac{1}{R_{xo}} = \frac{V_{sh} \left(1 - \frac{V_{sh}}{2}\right)}{R_{sh}} + \frac{\varphi^{m/2}}{a \times R_{mf}} \quad (55)$$

تشبع الهيدروكربون Hydrocarbon Saturation

كما ذكر سابقا، يمكن إيجاد تشبع الهيدروكربون بدلالة تشبع الماء، كما يمكن تحديد تشبع الهيدروكربون المتبقي Residual في نطاق الغزو (S_{hr})، وتشبع الهيدروكربون المتحرك Movable (S_{hm}) أيضاً كما هو موضح في المعادلات (56 - 58):

$$S_h = 1 - S_w \quad (56)$$

$$S_{hr} = 1 - S_{xo} \quad (57)$$

$$S_{hm} = S_h - S_{hr} \quad (58)$$

يمكن الحصول على دليل حركة الهيدروكربون من خلال المعادلة (59):

$$\frac{S_w}{S_{xo}} = \left[\frac{R_{xo} / R_t}{R_{mf} / R_w} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (59)$$

حيث S_w / S_{xo} دليل الهيدروكربون المتحرك

R_{xo} المقاومة الضحلة في نطاق الغزو

R_t المقاومة الحقيقية للمتكون

R_w مقاومة ماء المتكون عند درجة حرارة المتكون

إذا كانت نسبة S_w / S_{xo} أكبر أو تساوي 1، فإن الهيدروكربون لا يتحرك أثناء الغزو. أما إذا كانت نسبة S_w / S_{xo} أقل من 0.7 في وجود متكون من حجر الرمل أو أقل من 0.6 في متكون من الكربونات، فيعني ذلك تحرك الهيدروكربون (Schlumberger, 1991).



8.7 تقييم صخر المصدر من خلال سجلات الآبار

أ - سجل أشعة جاما Gamma Ray Log

تسجل أجهزة أشعة جاما نسبة الإشعاعات الطبيعية المنبعثة من المتكونات. تأتي هذه الأشعة من البوتاسيوم ^{40}K وعناصر سلسلة اليورانيوم والثوريوم. تتميز الصخور الغنية بالمواد العضوية باحتوائها على نسبة إشعاع عالية، وبالتالي تعطي قراءات عالية بالمقارنة بالصخر نفسه، والذي لا يحتوي على مواد عضوية كالطين وحجر الجير. ترجع نسبة الإشعاع إلى أن العوالق والحيوانات العضوية تمتص أيونات اليورانيوم التي تتواجد في مياه البحر وتتجمع في صخر المصدر.

ب - سجل الكثافة Density Log

يعتمد سجل الكثافة على قياس كثافة الصخر الكلية. وجود صخر المصدر محتويًا على نسبة عالية من المواد العضوية يؤدي إلى تقليل قيمة الكثافة الكلية مقارنة بالصخر نفسه الذي لا يحتوي على مواد عضوية. تتناسب الكثافة الكلية للمكون عكسيًا مع المحتوى العضوي، فكثافة المواد العضوية تساوي 1 جم/سم³، وهي أقل من متوسط كثافة الحبيبات التي تصل إلى 2.7 جم/سم³ لصخر الطين أو الطفل، لذلك فإن العلاقة بين كثافة المكون ونسبة إشعاع جاما علاقة عكسية، حيث تزداد كمية إشعاع جاما كلما قلت الكثافة.

ج. سجل المقاومة Resistivity Log

توجد المواد العضوية في صخر الطفل يؤدي إلى زيادة في قيم المقاومة الضحلة والعميقة بمنطقتي الغزو وعدم الغزو على التوالي حتى في مرحلة عدم النضوج.

د. السجل السمعي Sonic Log:

يوضح هذا السجل أيضًا فروقًا في الإستجابة بين صخر المصدر المحتوي على مواد عضوية وآخر غير محتوٍ على مواد عضوية، حيث يزداد زمن العبور للموجات في الطبقات الغنية بالمواد العضوية (Lindley, 1961).

1.8.7 تحديد نسب المواد العضوية الكلية من خلال تسجيلات الآبار

يمكن تحديد نسبة المواد العضوية الكلية داخل طبقة الطفل، إما من خلال سجل أشعة جاما أو من سجل الكثافة كالتالي:

أ - سجل أشعة جاما وتحديد نسبة المواد العضوية الكلية

تعتمد قراءة سجل أشعة جاما ليس فقط على كمية اشعاع المتكون الصخري، بل أيضاً على ظروف البئر مثل؛ وزن الطين، وقطر البئر، وتغليف البئر وسمكه. لذلك يجب تصحيح قراءة أشعة جاما المسجلة من هذه التأثيرات قبل حساب المحتوى العضوي الكلي. توضح المعادلة (60) حساب المحتوى العضوي الكلي في صخر الطفل من خلال العلاقة التالية: (Schmoker, 1981)

$$T_{ORG} = (Y_B - Y) / 1.378 A \quad (60)$$

T_{ORG} هي كمية المادة العضوية في صخر الطفل

Y_B هي شدة إشعاع أشعة جاما (API) في صخر الطفل الذي لا يحتوي على مواد عضوية.

Y هي شدة إشعاع أشعة جاما المسجلة (من السجل)

A هي الميل الناتج من العلاقة بين شدة إشعاع أشعة جاما والكثافة المسجلة للمتكون الصخري عند رسم العلاقة بين أشعة جاما المسجلة وكثافة المتكون الصخري،

فإذا كانت العلاقة بين النقاط عشوائية هذا يعني أن سجل أشعة جاما لا يتم الإعتماد عليه كدليل كمي لحساب محتوى المادة العضوية، لذلك فإن هذه العلاقة تحدد مدى استخدام سجل أشعة جاما في حساب المحتوى العضوي في المتكون الذي يتم دراسته.



ب . سجل الكثافة وتحديد نسبة المواد العضوية الكلية

يعتبر سجل الكثافة أكثر استخداماً وأكثر دقةً نسبياً من سجل أشعة جاما في حساب نسبة المواد العضوية الكلية. يرجع سبب ذلك أن خاصية الكثافة للمواد العضوية غير متغيرة بشكل كبير، على عكس نسبة الإشعاع الذي يتأثر بالظروف الفيزيائية والجيوكيميائية. يمكن حساب كمية المواد العضوية الكلية لصخر الطفل من خلال المعادلة (Schmoker, 1979), (61)

$$T_{ORG} = (\rho_b - \rho) / 1.378 \quad (61)$$

حيث T_{ORG} الحجم الكلي للمواد العضوية

ρ_b كثافة تتابع من الطفل المضغوط الذي لا يحتوي على مواد عضوية (جم/سم³)، والذي تتراوح كثافته في الغالب بين 2.55 و 2.67 جم/سم³، (Schmoker, 1979).

ρ كثافة تتابع الطفل الذي يتم دراسته (جم/سم³).

مع ذلك يتم الاستفادة في العلاقة بين سجلي أشعة جاما والكثافة، ليس فقط لمعرفة مدى إمكانية تطبيق السجل في حساب نسبة المواد العضوية، ولكن أيضاً لفصل النطاقات التي لا تظهر تغيراً ملحوظاً في الكثافة نتيجة عدم وجود مواد عضوية، ولمعرفة إن كانت هناك عوامل أخرى مؤثرة على الكثافة، مثل المسامية التي لا تأثير لها واضح على سجل أشعة جاما (Schmoker, 1979).

إذا كانت كثافة صخر المصدر ($\rho_{source\ rock}$) والحاوي على مواد عضوية أقل من كثافة صخر الطفل (ρ_{sh})، فهذا يعني أن الكثافة دالة في كمية المواد العضوية. في هذه الحالة، يمكن حساب كمية المواد العضوية من خلال المعادلة (62):

$$\text{Organic matter (Vol. \%)} = (\rho_{sh} - \rho_{\text{source rock}}) / (\rho_{sh} - \rho_{\text{organic matter}}) \quad (62)$$

حيث أن قيمة كثافة المواد العضوية $\rho_{\text{organic matter}}$ تساوي تقريباً قيمة كثافة الماء.

$$(\rho_{\text{water}} = 1 \text{ g/cm}^3)$$

2.8.7 تحديد نسبة المحتوى الكربوني العضوي الكلي (wt. %)

يمكن تحديد المحتوى الكربوني العضوي الكلي من معادلة العالمين (Schmoker & Hester, 1983) كالتالي والموضحة أدناه المعادلة (63):

$$\text{TOC} = (154.497 / \rho) - 57.261 \quad (63)$$

حيث (TOC) هي كمية الكربون العضوي الكلي بالنسبة للوزن (wt. %) والقيمه (ρ) هي كثافة صخر الطفل للوحدات المدروسة.

من خلال الاختبارات ومقارنة النتائج المتحصل عليها من المعادلة السابقة مع نتائج التحاليل العملية لمحتوى الكربون العضوي، يتبين أن هناك اختلافاً بسيطاً يصل إلى 1.1% في المحتوى الهيدروكربوني (Schmoker & Hester, 1983). مع ذلك قام العالمان (Schmoker & Hester, 1983; Schmoker, 1980) بتحديد المحتوى الكربوني العضوي للطفل من سجلات الكثافة، وتمت مقارنة النتائج بالمتحصل عليها من تحاليل العينات اللبية. أظهرت النتائج المحسوبة لـ (TOC)، أن سجلات الكثافة أكثر دقة من المتحصل عليها من التحاليل العملية التقليدية. هذا يعني أن هذه الطريقة يمكن الاعتماد عليها بشكل كبير في حساب كمية الكربون العضوي.



3.8.7 تمييز صخر المصدر من الصخر غير المصدر

هناك تقسيم بسيط لفصل صخر المصدر عن الصخر غير المصدر على أساس المعاملات الكمية لتسجيلات الآبار. وهناك معادلتان (64, 65) يمكن استخدامها لتمييز صخر المصدر على أساس الجمع بين سجل المقاومة والسجل السمعي، وأيضاً بين سجل الكثافة وسجل المقاومة. يُسمى المعامل الذي يجمع بينهم بمعامل التمييز (D) كالتالي:

1 - سجل المقاومة والسجل السمعي

$$D_{(\Delta T)} = -6.906 + 3.186 \log_{10} \Delta T + 0.487 \log_{10} R_{75} \quad (64)$$

2 - سجل المقاومة والكثافة

$$D_{(pb)} = -6.906 + 3.186 \log_{10} \sigma_b + 0.487 \log_{10} R_{75} \quad (65)$$

حيث $D_{(\Delta T)}$ ، $D_{(pb)}$ هما معاملا التمييز، R_{75} هي المقاومة المقاسة عند درجة حرارة $75 F^\circ$. وبالتالي، يمكن استخدام المقاومة كمؤشر لتكون صخر المصدر الذي يتم دراسته في وجود سجل الكثافة والسجل السمعي. لذلك، كان من الضروري حساب المقاومة عند درجة حرارة قياسية (معيارية)، ($75 F^\circ$, $24C^\circ$) والتي يمكن حسابها باستخدام معادلة العالم آرب ARP's (Schlumberger, 1987) المعادلة (66):

$$R_{75} = R_t (T + 7) / 82 \quad (66)$$

حيث T هي درجة حرارة المتكون (F°) عند العمق المعني.

يتم اشتقاق درجة الحرارة من خلال المال الحراري المحسوب من أعظم درجة حرارة للبئر عند أقصى عمق. من الجدير بالذكر أن تقنية تقييم صخر المصدر تنطبق على نطاقات الطفل التي يكون فيها حجم الطفل أكبر من 35%. وبناءً على هذا التطبيق، يتم تقسيم

نطاقات الطفل إلى؛ صخر مصدر أو صخر غير مصدر أو عدم إقراره كصخر مصدر، بناءً على قيم معامل التمييز (D) المذكورة سابقاً كالتالي (Omran & Alareeq, 2018):

- إذا كان كل من $D_{(\Delta b)}$ ، $D_{(pb)} > 0$ حينئذٍ يعتبر الصخر مصدر.
- إذا كان كل من $D_{(\Delta b)}$ ، $D_{(pb)} < 0$ حينئذٍ يعتبر الصخر صخرًا غير مصدر.
- إذا كان أيٌّ من $D_{(\Delta b)}$ ، $D_{(pb)} > 0$ حينئذٍ لا يمكن تقرير الصخر كصخر مصدر.
- إذا كان أيٌّ من $D_{(\Delta b)}$ ، $D_{(pb)} < 0$ حينئذٍ لا يمكن تقرير الصخر كصخر مصدر.

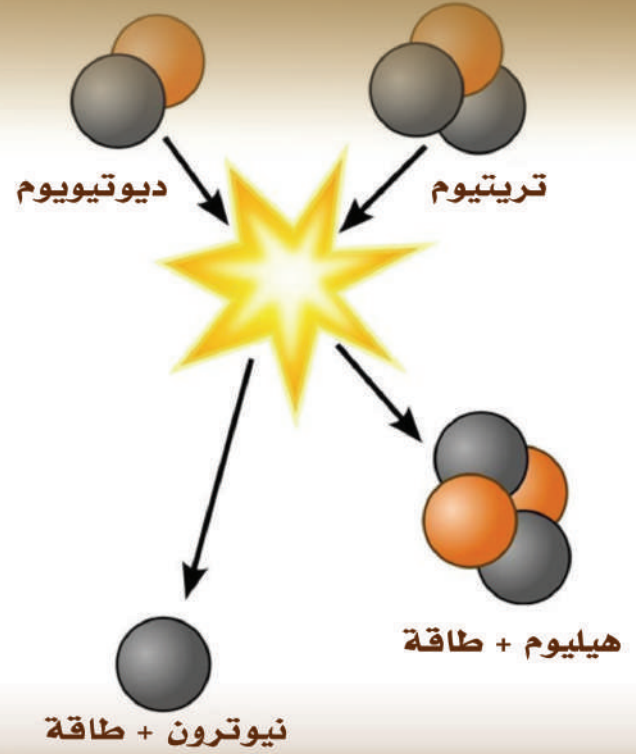
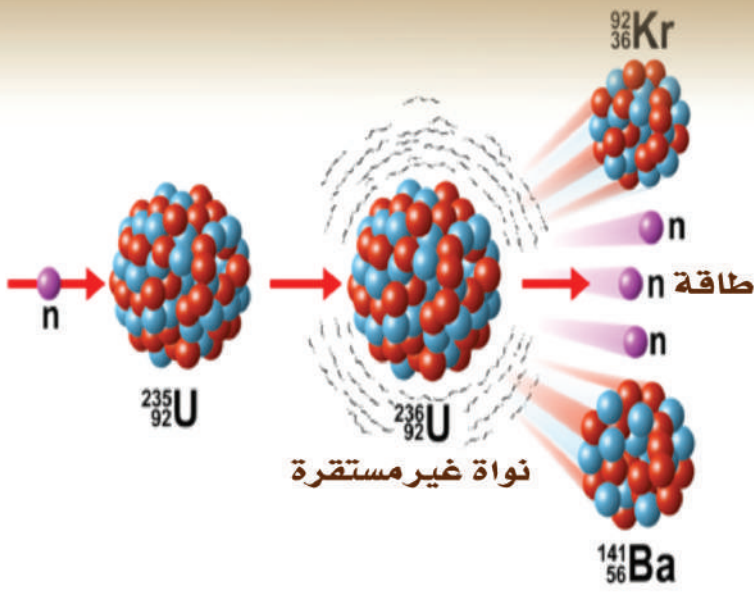
من الجدير بالذكر أن نتائج هذه التحاليل تعطي حوالي 91% نتائج موثوقة في التصنيف السابق ذكره، أي أن نسبة الخطأ = 9%. وبالتالي، يجب الأخذ في الاعتبار قدرة هذا التصنيف في إعطاء نتائج موثوقاً بها.

يمكن تحديد موطن الهيدروكربونات من العلاقة التي تربط بين معامل التمييز لصخر المصدر أو غير المصدر ومدى تواجد الهيدروكربونات كالتالي:

- إذا كانت الصخور المتواجدة صخور مصدر، وتتواجد فيها الهيدروكربونات، فهذا يدل على أن الهيدروكربونات ذاتية المنشأ.
- إذا كانت الصخور المتواجدة صخور مصدر، ولم تتواجد الهيدروكربونات، فهذا يدل على أن الهيدروكربونات قد هاجرت إلى أماكن أخرى.
- إذا كانت الصخور المتواجدة صخوراً غير ذات مصدر، وتتواجد فيها الهيدروكربونات، فهذا يدل على أن الهيدروكربونات خارجية المنشأ.
- إذا كانت الصخور المتواجدة صخوراً غير مصدر، ولم تتواجد فيها الهيدروكربونات، فهذا يدل على عدم تواجد أي هيدروكربونات من أي مكان.







الفصل الثامن

الطرق الإشعاعية Radiometric Methods

مقدمة

تعد الجيوكيمياء أحد علوم الأرض الذي يهتم بدراسة كيميائية الأرض وما تحتويه من معادن وصخور ومنها اشتق احد العلوم الحديثة وهو جيوكيمياء النظائر Isotope Geochemistry. ويستخدم هذا العلم في تحديد أعمار الصخور ومعرفة أصلها وفي التعرف على الخامات والمعادن لغرض استكشافها. كذلك، فإن لدراسة الخواص الإشعاعية للصخور والمعادن أهمية كبيرة في التنقيب عن المعادن والمواد المشعة التي يمكن استخدامها كوقود نووي.



النظائر isotopes عبارته عن عناصر لها نفس العدد الذري (عدد البروتونات) ولكن تختلف في الوزن الذري (عدد البروتونات والنيوترونات) ومن الأمثلة عليها عنصر البوتاسيوم الذي له ثلاث نظائر وهم ^{39}K , ^{41}K , ^{40}K حيث ان عدد البروتونات (العدد الذري) يكون 19 بينما عدد النيوترونات يختلف حيث يكون 20, 21, 22 وتكون مختلفة في درجه شيوها حيث يعتبر ^{39}K أكثر شيوع. مثال اخر وهو الاسترونيتيوم Sr يكون له اربعة نظائر منها ^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{87}Sr , ^{88}Sr وايضا الارجون يكون له ثلاث نظائر وهم ^{36}Ar , ^{38}Ar , ^{40}Ar .

تمثل الفترة ما بين 1900 و 1938 المرحلة الأولى لتقدير الأعمار المطلقة المبنية على ظاهرة النشاط الإشعاعي. وقد اقتصرت القياسات في هذه الفترة على نسب الرصاص - يورانيوم في معادن اليورانيوم ونسب الهيليوم - يورانيوم في تنوع من معادن وصخور أخرى. يرجع الفضل لهذا العمل الرائد في ترسيخ مفهوم قدر مقياس الزمن الجيولوجي وتحديد أول أعمار لعدد من العصور الجيولوجية. لقد عانت هذه الأعمال الرائدة من كثير من المشاكل منها أن طرق التحليل المتاحة في هذا الوقت كانت بدائية، ونقص المعرفة في الظواهر النووية المستغلة في العمل وغياب معايير يمكن الاعتماد عليها لتعريف التغييرات الكيميائية أو اندماج النواتج الوليدة من متواليات النظائر منذ وقت تكون المعدن.

في عام 1939 م تمكن العالم Nier وزملاؤه من تقدير شامل ومحكم لنظائر الرصاص في معدن اليورانيوم والرصاص. ومع تطور أجهزة قياس وخطوات تحليل كميات شحيحة من المواد بطريقة محلول النظائر المخفف، وكذلك القياس الدقيق لتركيب النظائر، أمكن اكتشاف وتطبيق عدد من مقاييس الزمن بالنظائر بخلاف نظام اليورانيوم - رصاص. ومع إمكانية الحصول على تقدير أعمار مستقل لأطوار معادن مختلفة استخلصت معايير لإثبات النظام الكيميائي المغلق ورصد التلوث أو الاختلاط. بالإضافة لذلك، أمكن الحصول على معلومات جيوكيميائية قيمة عن أنظمة المعادن المفتوحة جزئياً.

تتطلب فكرة تحديد العمر المطلق بالطرق الإشعاعية من وجود بعض العناصر الطبيعية التي تتحلل ذاتياً إلى نظائر وعناصر أكثر استقراراً ومن أن سرعة هذا التحليل تعد ثابتة عبر

الزمن. لذلك فإن لكل عنصر من هذه العناصر المشعة زمن انشطار نصفى يعبر عنه بالعمر النصفى، وهو يمثل زمن تحلل نصف ذرات العنصر الأم إلى عنصر آخر وليد. إن مقياس الزمن الجيولوجي هو حصيلة دراسات عديدة قام بها العلماء خلال المائتين سنة الماضية، وهذا المقياس لم يصل إلى ما هو عليه الآن إلا بعد العديد من التغيرات، إذ أنه لم يكن سوى جدول بسيط يتألف من ثلاث تقسيمات، ثم ظهر لكل تقسيم تقسيمات ثانوية، وهكذا حتى وصل إلى ما هو عليه. ولم يشهد فقط زيادة في عدد تقسيماته الثانوية بل شهد العديد من التبديلات والحذف لبعض التقسيمات وإضافة للبعض الآخر.

يعد النشاط الإشعاعي من الظواهر الفيزيائية التي يحدث فيها اضمحلال تلقائي ومستمر للعناصر الطبيعية والاصطناعية المشعة. ولا تتأثر هذه الظاهرة بتغير الظروف البيئية أو تغير الحرارة أو الضغط وغيرها من العوامل الفيزيائية والكيميائية، حيث يبقى معدّل اضمحلال الزمنى للعنصر ثابتا. ويصاحب اضمحلال العنصر انطلاق جسيمات ألفا وبيتا وموجات كهرومغناطيسية على شكل أشعة جاما. ونظرا لأهمية الظاهرة وآثارها المباشرة في حياة الإنسان ومجالات استخدامها المتنوعة والمتعددة، يأتي هذا الفصل للتعريف بالظاهرة وبمبادئها الفيزيائية وبخواص العناصر والمعادن والصخور الإشعاعية ومجالات استخدامها.



1.8 التركيب الذري للعناصر

تتكوّن ذرّة العنصر من نواة تحمل شحنة موجبة وتشكّل معظم الوزن الكتلي للذرّة، وإلكترونات لكل منها شحنة سالبة تدور في مدارات حول النواة وبعدد يحافظ على تعادل الذرّة كهربائياً. والنواة عبارة عن جسيم يتكوّن من بروتونات لها شحنة موجبة ونيوترونات متعادلة كهربائياً. ومن أبسط الأمثلة على الذرّات ذرة عنصر الهيدروجين التي تتكوّن من نواة تحتوي على بروتون واحد فقط يدور حولها إلكترون واحد ${}^1_1\text{H}$ ؛ حيث يمثل الرقم العلوي الوزن الكتلي للعنصر ويمثّل الرقم السفلي العدد الذري للعنصر (أي عدد البروتونات) والذي يحدّد موقع العنصر في الجدول الدوري للعناصر الكيميائية (الشكل 1.8). ويعد الهيدروجين العنصر الوحيد الذي لا يحتوي على نيوترونات. ويمكن إعطاء مثال آخر على التركيب الذري للعناصر بذرّة الهيليوم ${}^4_2\text{He}$ التي تتكوّن من بروتونين اثنين (العدد الذري 2) ونيوترونين اثنين ووزنها الكتلي 4 (مجموع البروتونات والنيوترونات).

وفيما يلي بعض خصائص مكوّنات الذرّة:

القياس: يقارب نصف قطر الإلكترون 10^{-13} سم، فيما يصل نصف قطر النواة في العناصر الثقيلة إلى 10^{-12} سم.

الشحنة الكهربائية: تبلغ القيمة المطلقة للشحنة الكهربائية الأساسية (شحنة الإلكترون) 1.602×10^{-19} كولوم.

الجدول 1.8: الجدول الدوري للعناصر الكيميائية

IA												VIII A																																																																																									
1 H 1.01												2 He 4.00																																																																																									
	IIA											III A	IVA	VA	VIA	VII A																																																																																					
3 Li 6.94	4 Be 9.01											5 B 10.81	6 C 12.01	7 N 14.01	8 O 16.00	9 F 19.00	10 Ne 20.18																																																																																				
11 Na 22.99	12 Mg 24.30											13 Al 26.98	14 Si 28.09	15 P 30.97	16 S 32.06	17 Cl 35.45	18 Ar 39.95																																																																																				
		IIIB	IVB	VB	VIB	VII B	← VIII B →		IB	II B																																																																																											
19 K 39.10	20 Ca 40.08	21 Sc 44.96	22 Ti 47.87	23 V 50.94	24 Cr 52.00	25 Mn 54.94	26 Fe 55.84	27 Co 58.93	28 Ni 58.69	29 Cu 63.55	30 Zn 65.41	31 Ga 69.72	32 Ge 72.64	33 As 74.92	34 Se 78.69	35 Br 79.90	36 Kr 83.80																																																																																				
37 Rb 85.47	38 Sr 87.62	39 Y 88.91	40 Zr 91.22	41 Nb 92.91	42 Mo 95.94	43 Tc (98)	44 Ru 101.07	45 Rh 102.91	46 Pd 106.42	47 Ag 107.87	48 Cd 112.41	49 In 114.82	50 Sn 118.71	51 Sb 121.76	52 Te 127.60	53 I 126.60	54 Xe 131.29																																																																																				
55 Cs 132.91	56 Ba 137.33	57 La 138.91	58 Ce 140.12	59 Pr 140.91	60 Nd 144.24	61 Pm (146)	62 Sm 150.36	63 Eu 151.96	64 Gd 157.25	65 Tb 158.93	66 Dy 162.50	67 Ho 164.93	68 Er 167.26	69 Tm 168.93	70 Yb 173.04	71 Lu 174.97																																																																																					
87 Fr (223)	88 Ra (226)	89 Ac (227)	104 Rf (261)	105 Db (262)	106 Sg (266)	107 Bh (264)	108 Hs (269)	109 Mt (268)	110 Ds (271)	111 Rg (272)	112 Uub (277)	113 Uut (284)	114 Uuq (289)	115 Uup (288)	116 Uuh (292)		118 Uuo (294)																																																																																				
<table border="1"> <thead> <tr> <th>58</th><th>59</th><th>60</th><th>61</th><th>62</th><th>63</th><th>64</th><th>65</th><th>66</th><th>67</th><th>68</th><th>69</th><th>70</th><th>71</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Ce</td><td>Pr</td><td>Nd</td><td>Pm</td><td>Sm</td><td>Eu</td><td>Gd</td><td>Tb</td><td>Dy</td><td>Ho</td><td>Er</td><td>Tm</td><td>Yb</td><td>Lu</td> </tr> <tr> <td>140.12</td><td>140.91</td><td>144.24</td><td>(146)</td><td>150.36</td><td>151.96</td><td>157.25</td><td>158.93</td><td>162.50</td><td>164.93</td><td>167.26</td><td>168.93</td><td>173.04</td><td>174.97</td> </tr> <tr> <td>90</td><td>91</td><td>92</td><td>93</td><td>94</td><td>95</td><td>96</td><td>97</td><td>98</td><td>99</td><td>100</td><td>101</td><td>102</td><td>103</td> </tr> <tr> <td>Th</td><td>Pa</td><td>U</td><td>Np</td><td>Pu</td><td>Am</td><td>Cm</td><td>Bk</td><td>Cf</td><td>Es</td><td>Fm</td><td>Md</td><td>No</td><td>Lr</td> </tr> <tr> <td>232.04</td><td>231.04</td><td>238.03</td><td>(237)</td><td>(242)</td><td>(243)</td><td>(248)</td><td>(247)</td><td>(251)</td><td>(252)</td><td>(257)</td><td>(260)</td><td>(259)</td><td>(262)</td> </tr> </tbody> </table>																		58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	140.12	140.91	144.24	(146)	150.36	151.96	157.25	158.93	162.50	164.93	167.26	168.93	173.04	174.97	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103	Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm	Bk	Cf	Es	Fm	Md	No	Lr	232.04	231.04	238.03	(237)	(242)	(243)	(248)	(247)	(251)	(252)	(257)	(260)	(259)	(262)
58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71																																																																																								
Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu																																																																																								
140.12	140.91	144.24	(146)	150.36	151.96	157.25	158.93	162.50	164.93	167.26	168.93	173.04	174.97																																																																																								
90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103																																																																																								
Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm	Bk	Cf	Es	Fm	Md	No	Lr																																																																																								
232.04	231.04	238.03	(237)	(242)	(243)	(248)	(247)	(251)	(252)	(257)	(260)	(259)	(262)																																																																																								

الكتلة: وحدة قياس الكتلة هي 1/16 من كتلة ذرة الأكسجين $^{16}_8\text{O}$. وتبلغ الكتلة الفعلية لنواة الهيدروجين 1.6×10^{-24} غم، فيما تشكل كتلة الإلكترون ما نسبته 1/1840 من كتلة النواة.

النظائر: ذرات لنفس العنصر، لها نفس العدد من البروتونات (نفس العدد الذري) وتختلف في عدد النيوترونات. ويعد الأكسجين من الأمثلة على العناصر التي لها نظائر ونظائره هي: $^{16}_8\text{O}$ ، $^{17}_8\text{O}$ ، $^{18}_8\text{O}$.

ويظهر الجدول الدوري للعناصر الكيميائية أن «نسبة عدد النيوترونات إلى عدد البروتونات» تزداد تدريجياً من 1 لعنصر الهيليوم إلى أن تصل إلى ما يزيد قليلاً على 1.5. وتعرف العناصر التي تزيد فيها هذه النسبة عن 1.24 بالعناصر المشعة.



2.8. مبادئ الطريقة الإشعاعية

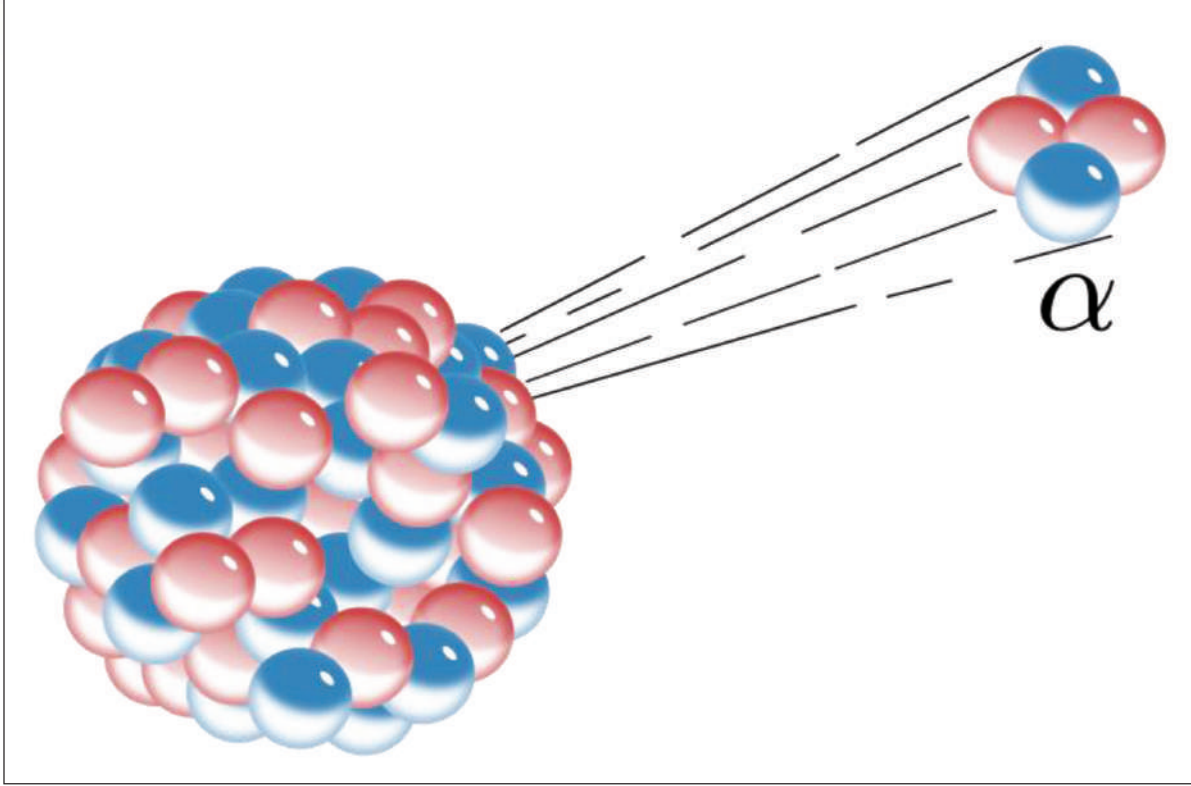
النشاط الإشعاعي هو عملية تحليل العناصر الكيميائية مع مرور الوقت. يحدث هذا التحلل من خلال انبعاث جزيئات مختلفة. كما يطلق على انبعاث الجزيئات انبعاث الإشعاع. ينبعث الإشعاع من نواة الذرة، وتحول البروتونات أو النيوترونات في النواة إلى جزيئات مختلفة. تتم عملية النشاط الإشعاعي في ذرات غير مستقرة. هذه الذرات غير المستقرة تخضع للنشاط الإشعاعي من أجل استقرار نفسها. تطلق المواد المشعة (التي تحتوي على عناصر مشعة) انبعاثات على شكل جسيمات ألفا (α) وجسيمات بيتا (β) وإشعاعات كهرومغناطيسية على شكل أشعة جاما (γ).

على الرغم من أن أشعة ألفا وبيتا تتكون من جزيئات، فإن أشعة جاما لا تتكون من جزيئات فعلية. ومع ذلك، ومن أجل فهم سلوك أشعة جاما ومقارنتها بجزيئات ألفا وبيتا، يتم تقديم جسيم افتراضي يسمى الفوتون. هذه الفوتونات هي حزم طاقة تنقل الطاقة من مكان إلى آخر كشعاع جاما. لذلك، يطلق عليهم جسيمات جاما. الفرق الرئيسي بين جسيمات ألفا وبيتا وجاما هو قدرتها على الاختراق. جسيمات ألفا لديها أقل قوة تغلغل في حين أن جزيئات بيتا لديها قوة اختراق معتدلة وجزيئات جاما لديها أعلى قوة تغلغل.

1.2.8 خصائص أشعة ألفا

يُعرف جسيم ألفا على أنه جسيم ينبعث من قبل بعض المواد المشعة التي تتشكل من اثنين من البروتونات واثنين من النيوترونات، مما يعني أن كتلتها تساوي 4 وحدات وشحنتها الكهربائية مقدارها 2. جسيم ألفا عبارة عن نواة ذرة الهيليوم (${}^4_2\text{He}$)، وشحنته مزدوجة موجبة، وتصل سرعته من 15000 – 60000 كم/ث.

وعلى ضوء ذلك يتحول العنصر إلى عنصر آخر، فاليورانيوم 238 برقم ذري 92 يتحول إلى ثوريوم 234 برقم ذري 90 ويحدث التحلل الذري عادة بانبعاث أشعة ألفا في حال النوى الكبيرة جدا التي تكون غير ثابتة لكبر حجمها وكتلتها.



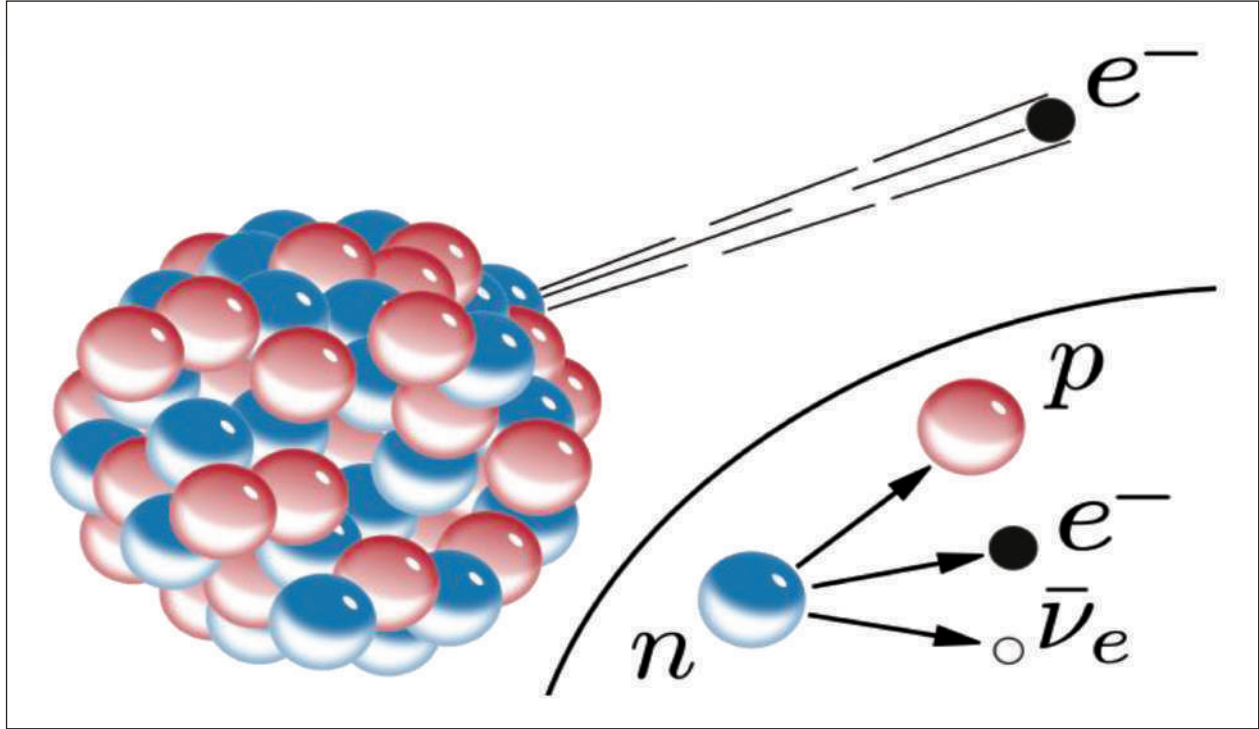
تم اكتشاف جسيم ألفا من قبل العالم الفيزيائي إرنست رذرفورد في عام 1899م. قام هو وزملاؤه باستخدام جزيئات ألفا في تجارب لاكتشاف بنية الذرات في الرقائق المعدنية، حيث نتج عن هذه التجارب أول مفهوم للذرة كنظام كوكبي صغير فيه جسيمات ذات شحنة سالبة أي «إلكترونات» تدور حول نواة الشحنة الموجبة وكان ذلك خلال السنوات 1909-1911م. وفي عام 1952م قام باتريك بلاكيت بقصف النيتروجين مع جسيمات ألفا لتغييره إلى الأكسجين. هناك عدة خصائص تتمتع بها جسيمات ألفا، ومنها امتلاك قوة كبيرة في تأيين الغاز الذي تمر من خلاله و تعد جسيمات ألفا أثقل من جسيمات بيتا وجاما. لدى جسيمات ألفا القدرة على اختراق الأجسام قليلة جداً، وذلك لأنها أثناء تحركها عبر وسيط تفقد طاقتها بسرعة. يكفي استخدام ورقة فقط لحجب أشعة ألفا عن الجسم.



2.2.8 خصائص أشعة بيتا

لقد تم اكتشاف جسيمات بيتا في عام 1896م من قبل هنري بيكريل عن طريق الصدفة حيث إنه كان يقوم بتنفيذ تجربة الفلورة، فلاحظ أنه عندما قام بنقل عينة من اليورانيوم بالقرب من لوحة فوتوغرافية كانت ملفوفة بورق أسود حينها تم تسويد لوحة التصوير، عندئذٍ توصل هنري بيكريل إلى أنه هناك نوع من الإشعاع يأتي من اليورانيوم وهو من تسبب بتسويد لوحة التصوير، فاكتشف أن هذا الإشعاع هو مزيج من جسيمات بيتا وجسيمات ألفا.

جسيم بيتا عبارة عن إلكترون شحنته سالب واحد (β^-)، وتتراوح سرعة انطلاقه بين 299.850-120000 كم/ث. كما توجد نظائر اصطناعية تطلق إلكترونات تحمل شحنة موجبة وتدعى البوزيترون (β^+). أشعة بيتا خطيرة إلى حد ما فيمكنها أن تخترق جلد الإنسان بكل سهولة وإذا حصل ذلك فإنها تُفقد الإلكترونات من الذرات في الجسم مما يؤدي إلى تلف الأنسجة، وتوجد في النيترونات التي يمكن ان تتحول إلى بروتونات ذات شحنة موجبة نتيجة لهذا النوع من الاشعاع وبذلك يكتسب العنصر عند فقدان جسيم بيتا رقما ذريا بدون ان يتغير رقم كتلته فيتحول الروبيديوم 87 (رقم ذري 37) إلى استرونشيوم 87 (رقم ذري 38) بفقدان جسيم بيتا. تتميز أشعة بيتا بعدة خصائص، ومنها تتبعث جسيمات بيتا من نواة الذرة وهي إلكترونات سريعة. تبلغ سرعة جسيمات بيتا 90% من سرعة الضوء. تقوم جسيمات بيتا بتأيين الغاز الذي تمر من خلاله. تؤثر هي أيضاً على لوحات التصوير. إن جسيمات بيتا أخف بكثير من جسيمات ألفا. تمتلك جسيمات بيتا قوة اختراق كبيرة تفوق قوة الاختراق لدى جسيمات ألفا.



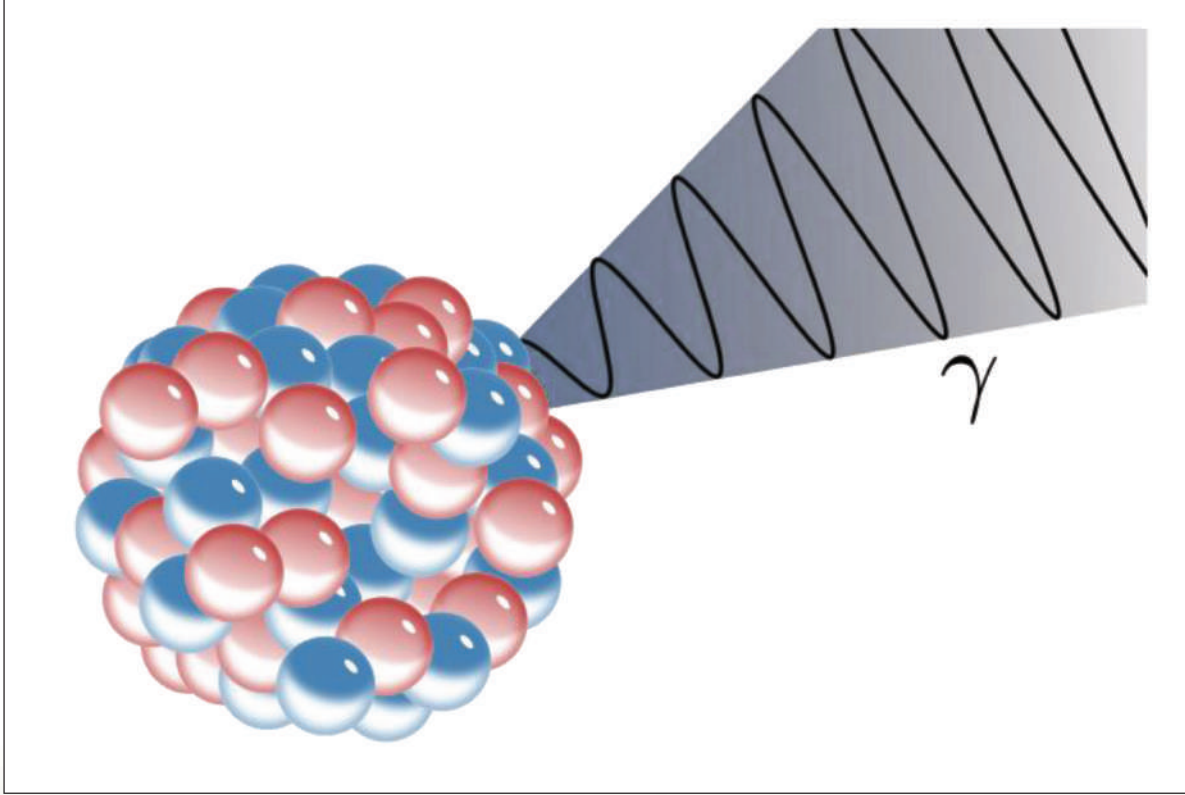
3.2.8 خصائص أشعة جاما

أشعة جاما عبارة عن أشعة كهرومغناطيسية متعادلة كهربائياً ولها نفس خصائص الأشعة السينية (X-ray) ولكنهما يختلفان في الطول الموجي. كذلك فإن الأشعة السينية تنشأ من الإلكترونات بينما تنطلق أشعة جاما من النواة. وتعتمد قدرة أشعة جاما على الاختراق وكمية الطاقة التي تحملها على العنصر الذي يطلقها. ويمكن لأشعة جاما اختراق صفيحة من الرصاص لا يزيد سمكها على 6 سم، واختراق الصخور بعمق لا يزيد عن 30 سم، واختراق طبقة من الماء لا يزيد عمقها عن 60 سم. كما أنها تمتلك القدرة على الانتقال في الهواء لمسافة تتراوح بين 300-400 م قبل أن تتلاشى. وما يجدر التأكيد عليه هنا أن عملية المسح الاشعاعي هي في أساسها مسح لنشاط أشعة جاما.

يتم إنتاج أشعة جاما من خلال 4 تفاعلات نووية وهي: الاندماج، الانشطار، اضمحلال ألفا وأخيراً اضمحلال جاما، وتقع أشعة جاما فوق نطاق الطيف الكهرومغناطيسي وتحديداً



فوق الأشعة السينية مما يسبب تداخلهما وبالتالي يصعب التفريق بينهما، إلا أنه في بعض المجالات العلمية كالمجال الفيزيائي يتم رسم خط وهمي للفصل بينهما. وبذلك يتم تصنيف الأشعة التي تفوق طول موجي معين باعتبار أنها الأشعة السينية، بينما تلك الأشعة ذات الطول الموجي الأقصر فهي تعد أشعة جاما، فإن الأطوال الموجية لأشعة جاما تبلغ أقل من 100 بيكومتر أي ما يعادل 4×10^{-9} بوصات، كما أنها تحتوي على ترددات أكبر من 10^{19} دورة في الثانية أو هيرتز تقريباً. تتسبب كل من الأشعة السينية وأشعة جاما بالأضرار للأنسجة الحية، ولكن لا خوف من ذلك حيث إن الغلاف الجوي للأرض يقوم بحجب جميع اشكال أشعة جاما الكونية، ومن بعض خصائص أشعة جاما ما يأتي: تمتلك أشعة جاما سرعة كبيرة فتبلغ سرعتها نفس سرعة الضوء. إن قدرة أشعة جاما المؤينة صغيرة جداً. تؤثر إشعاعات جاما على اللوحات الفوتوغرافية. تمتلك أشعة جاما أعلى قوة اختراق. يمكن حجبها عن الأجسام باستخدام مادة سميكة بشكل كافٍ مع ضرورة وجود مواد ذرية عالية كالرصاص أو اليورانيوم المستنفد.



4.2.8 اكتساب الكترون Electron capture

يمكن ان يكتسب بروتون الكترونا ليتحول إلى نيوترون وفى هذه الحالة ينقص الرقم الذري واحدا بدون ان يتغير رقم كتلته فالبوتاسيوم 40 رقم ذري 19 يتحول إلى أرجون 40 رقم ذري 18 حينما تكتسب نواة البوتاسيوم الكترونا. وأحياناً تتطلب بعض النظائر عدة مراحل من التحلل الذري للوصول إلى حالة الثبات فيتحلل اليورانيوم 238 ثماني مرات بفقدان جسيمات الفا وست مرات بفقدان جسيمات بيتا ليصبح رصاصا 206.



3.8 طرق التحول الإشعاعي

يوجد في الطبيعة عدد كبير من العناصر المشعة؛ فمنها العناصر التي تشكل سلاسل الاضمحلال الإشعاعي الثلاثة المعروفة وهي:

- (1) سلسلة اليورانيوم وتعرف أيضا بسلسلة اليورانيوم-الراديو، وتبدأ بنظير اليورانيوم المشع ${}_{92}\text{U}^{238}$ وتنتهي بنظير الرصاص المستقر ${}_{82}\text{Pb}^{206}$ ؛
- (2) سلسلة اليورانيوم - الأكتينيوم، وتبدأ بنظير اليورانيوم المشع ${}_{92}\text{U}^{235}$ وتنتهي بنظير الرصاص المستقر ${}_{82}\text{Pb}^{207}$ ؛
- (3) سلسلة الثوريوم وتبدأ بنظير الثوريوم المشع ${}_{90}\text{Th}^{232}$ وتنتهي بنظير الرصاص المستقر ${}_{82}\text{Pb}^{208}$.

كما يعد البوتاسيوم ${}_{19}\text{K}^{40}$ من أهم العناصر المشعة طبيعياً.

ويدل النشاط الإشعاعي على قدرة نوى العناصر ذات العدد الذري الأكبر من 83 على التحول تلقائياً (بدون مؤثرات خارجية كالتسخين إلى درجات حرارة مرتفعة أو تطبيق حقول كهربائية ومغناطيسية أو الضغوط العالية) إلى نوى عناصر أخرى، وبترافق ذلك بتحرير جسيمات ألفا وبيتا وأشعة جاما وكمية كبيرة من الحرارة، وتسمى هذه الظاهرة بالاضمحلال (التفكك) الإشعاعي. ويمكن التعبير عن عملية تحوّل عنصر X ، وعدده الذري Z ووزنه الكتلي A ، إلى عنصر Y ، كما يلي وفقاً للجسيم المنطلق نتيجة التحوّل:

تصف المعادلة (1) تحوّل العنصر X إلى Y بإطلاق جسيم α ؛ حيث يقل العدد الذري للعنصر الناتج بمقدار 2 ويقل وزنه الكتلي بمقدار 4 عن العنصر الأصلي (جسيم ألفا = نواة هيليوم).



وتبيّن المعادلة (2) تحوّل العنصر X إلى Y بإطلاق جسيم β^- ؛ حيث يزيد العدد الذري للعنصر الناتج بمقدار واحد عن العدد الذري للعنصر الأصلي ولا يحدث تغيير على الوزن الكتلي. ويؤدي إطلاق جسيم β^- من نواة العنصر الأصلي إلى تحوّل نيوترون واحد إلى بروتون.



وتوضّح المعادلة (3) تحوّل العنصر X إلى Y بإطلاق جسيم β^+ ؛ حيث يتحوّل بروتون واحد إلى نيوترون (يصاحب ذلك انطلاق نيوتريينو). ونتيجة لذلك، تفقد نواة العنصر الأصلي شحنة موجبة ولا يتغيّر الوزن الكتلي.



وبالإضافة لطرق التحوّل التي تبينها المعادلات 1-3، تحدث عملية التحوّل في بعض العناصر المشعة، مثل البوتاسيوم ${}_{19}K^{40}$ ، بطريقة نووية حيث يتم اصطياد إلكترون من مدار الإلكترونات الأقرب للنواة، المدار K، إلى داخل النواة، وينتج عن ذلك تحوّل بروتون واحد إلى نيوترون وبذلك يقل العدد الذري للعنصر الناتج بمقدار واحد عن العدد الذري للعنصر الأصلي ولا يحدث تغيير في الوزن الكتلي. وما يميّز عملية تحوّل العنصر بطريقة اصطياد إلكترون مدار K مصاحبة هذه العملية انطلاق أشعة جاما (γ) دائماً بينما تنطلق أشعة جاما بشكل ثانوي عند انطلاق جسيمات ألفا وبيتا.

فيما يلي وصف للطرق التي تتفاعل من خلالها أشعة جاما مع المواد المختلفة:

التأثير الكهروضوئي: تتبعث إلكترونات من نواة العنصر عند تعرضها لأشعة جاما الكهرومغناطيسية تسمى الإلكترونات الضوئية. وتحدث هذه الظاهرة بشكل عام عندما يكون مقدار طاقة أشعة جاما أقل أو يساوي 200 كيلو إلكترون فولت.

تأثير كومبتون: يحدث تصادم بين أشعة جاما والإلكترونات يؤدي إلى تشتت غير منتظم لأشعة جاما وانتقال جزء من طاقتها إلى الإلكترونات. وتحدث هذه الظاهرة عندما يتراوح مقدار طاقة أشعة جاما بين 100 كيلو إلكترون فولت إلى 2 ميغا إلكترون فولت.



إنتاج أزواج إلكترونات: عندما تحمل أشعة جاما كمية كبيرة من الطاقة (1.02 ميغا إلكترون فولت)، فإنها تتحوّل إلى مادة على شكل زوج من الإلكترونات والبوزيترونات (إلكترونات موجبة الشحنة).

توجد ثلاث سلاسل للنشاط الإشعاعي الطبيعي هي سلاسل الثوريوم واليورانيوم والاكينيوم حيث تقع معظم العناصر المشعة طبيعياً ضمن أحدها. ويكون لكل سلسلة منها نشاط إشعاعي يتكون من علاقات متوالية من نوّيات والدة ونوّيات وليدة (الجدول 2.8).

الجدول 2.8: أبرز سلاسل الإشعاع الطبيعي

السلسلة	نصف عمر الذرة الوالدة (سنة)	الاضمحلال الأول	الاضمحلال النهائي
الثوريوم	$\text{Th}^{232} : 1.40 \times 10^{10}$	$\text{Th}^{232} \rightarrow \text{Ra}^{228} + \alpha$	Pb^{208}
اليورانيوم	$\text{U}^{238} : 4.17 \times 10^9$	$\text{U}^{238} \rightarrow \text{Th}^{234} + \alpha$	Pb^{206}
الاكينيوم	$\text{U}^{235} : 7.04 \times 10^8$	$\text{U}^{235} \rightarrow \text{Th}^{231} + \alpha$	Pb^{207}

4.8 قانون الاضمحلال الاشعاعي

لنأخذ أحد العناصر المشعة الذي له عدد N من الذرات. خلال فترة زمنية قصيرة قدرها dt ، يحصل اضمحلال لعدد dN من عدد الذرات الأصلي N ، حيث يرتبط العدان مع بعضهما البعض بالعلاقة الخطية التالية (معادلة 4):

$$dN = -\lambda N dt \quad (4)$$

حيث تمثّل λ ثابت الاضمحلال الإشعاعي. وبإجراء التكامل لمعادلة (4)، نحصل على:

$$= -\lambda \int_0^t dt \int_{N_0}^N \frac{dN}{N}$$

ويمثّل N_0 و N عدد الذرات عند الزمن $t=0$ و t ، على التوالي. وبناء عليه، يمكن كتابة المعادلة على الشكل:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (5)$$

يعد مفهوم نصف العمر T من المفاهيم الأساسية للعناصر المشعة ويعرّف بأنه الزمن اللازم لاضمحلال نصف عدد ذرات العنصر المشع الأصلي. ويمكن إيجاد العلاقة بين نصف العمر، T ، لعنصر مشع وثابت الاضمحلال، λ ، الخاص به باستخدام المعادلة (5):

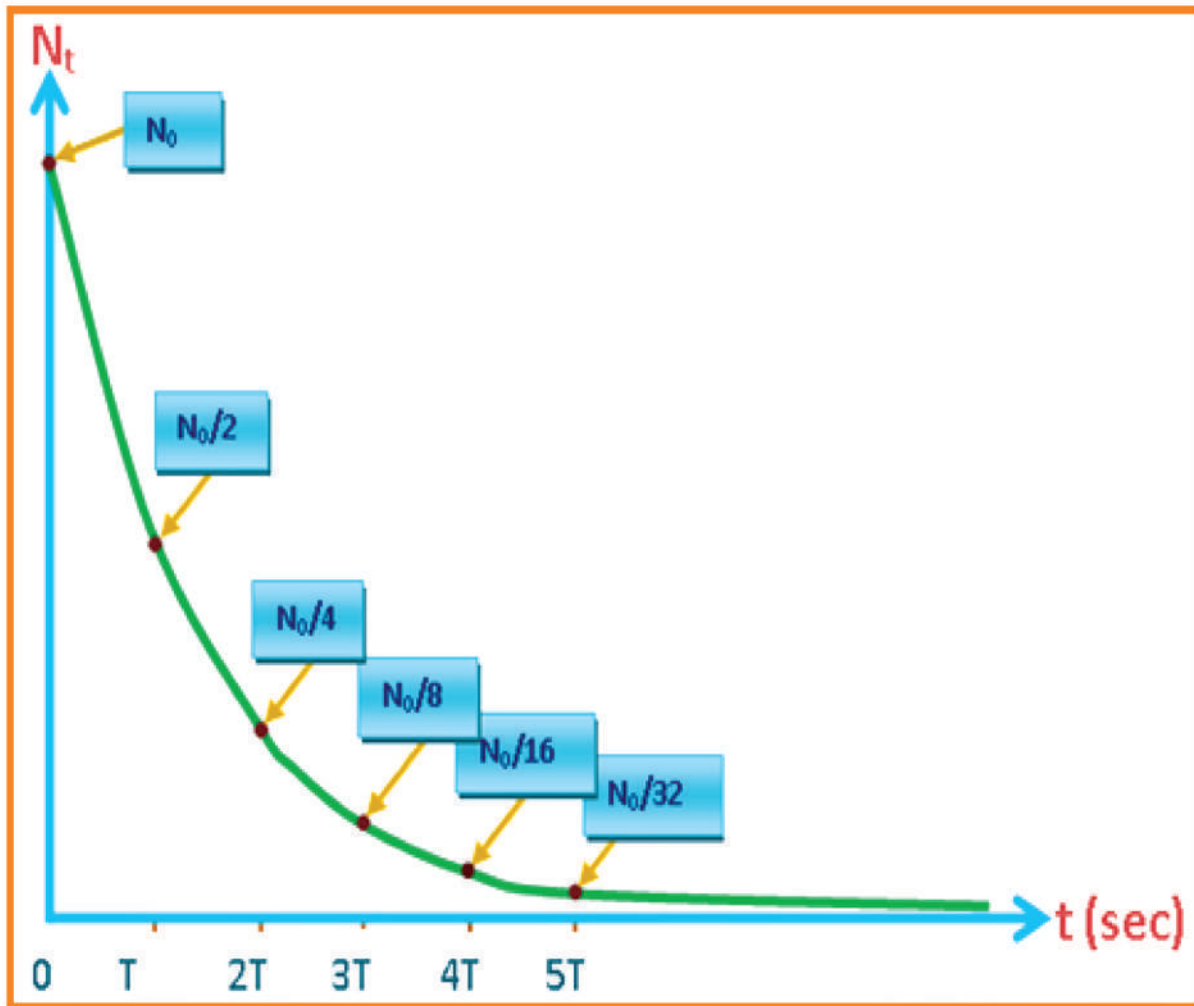
$$\frac{N_0}{2} = N_0 e^{-\lambda T}$$

ومنها يمكن الوصول للعلاقة:

$$T = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0.693}{\lambda} \quad (6)$$



ويتفاوت نصف العمر للعناصر المشعة من عنصر إلى آخر؛ فمثلا نصف عمر نظير اليورانيوم ${}_{92}^{238}\text{U}$ 4.5×10^9 سنة؛ ولنظير الراديوم ${}_{88}^{226}\text{Ra}$ 1622 سنة؛ ولنظير الرادون ${}_{86}^{222}\text{Rn}$ 3.82 يوما. ويبين الشكل 1.8 عملية اضمحلال العنصر المشع مع الزمن بمعدل أسي.



الشكل 1.8 : اضمحلال العنصر المشع مع الزمن بمعدل أسي.

5.8 التوازن الاشعاعي

تكون العناصر المشعة التي تنتمي لنفس السلسلة في حالة توازن إشعاعي فيما بينها (باستثناء العنصرين الأول ولأخير في السلسلة) عندما تتساوى معدلات تغير عدد الأنوية لكل نظير بالنسبة للزمن مع النظائر الأخرى؛ أي أن:

$$\frac{dN_1}{dt} = \frac{dN_2}{dt} = \frac{dN_3}{dt} \quad (7)$$

ويكون التوازن الإشعاعي انتقاليا أو دائما؛ حيث يحدث التوازن الانتقالي بين نوى العناصر المشعة الأم والنظائر الوليدة إذا كان عمر النصف للنواة الأم كبيرا نسبيا مقارنة بعمر النصف للنواة الوليدة. بينما يحدث التوازن الدائم إذا كان عمر النصف للنواة الأم كبيرا جدا مقارنة بعمر النصف للنواة الوليدة.

ويمكن صياغة علاقة التوازن الاشعاعي بين عدد من أنوية العناصر، n ، بدلالة عدد الذرات، N ، ونصف العمر، T ، لكل منها بالعلاقة التالية:

$$N_1 : N_2 : N_3 : \dots : N_n = T_1 : T_2 : T_3 : \dots : T_n \quad (8)$$

ونورد مثالا على تطبيقات العلاقة (8) في سلسلة اليورانيوم $^{238}_{92}\text{U}$ ، مع الأخذ بالاعتبار نصف العمر لكل عنصر من عناصر السلسلة: للحصول على ذرة راديوم $^{226}_{88}\text{Ra}$ واحدة، سنحتاج إلى ما يقارب 2.8 مليون ذرة من اليورانيوم $^{238}_{92}\text{U}$. وكذلك فإن ذرة رادون $^{222}_{86}\text{Rn}$ واحدة تكون في حالة توازن إشعاعي مع 156000 ذرة من ذرات الراديوم $^{226}_{88}\text{Ra}$.



6.8 النشاط الإشعاعي الطبيعي والصناعي

النشاط الإشعاعي هو عملية تتحوّل فيها نواة عنصر مشع غير مستقرة إلى نواة عنصر آخر أكثر استقراراً من خلال خروج طاقه عباره عن جسيمات الفا أو بيتا أو أشعة جاما أو الكترونات. في حاله فقد جسيمات الفا (2 بروتون + 2 نيوترون) يقل عدد الكتلة بمقدار 4 بينما العدد الذري يقل بمقدار 2 (عدد البروتونات) ولكن في حاله فقد جسيمات بيتا يزيد العدد الذري (عدد البروتونات) وتفقد الكترونات ولا يتغير عدد الكتلة. يوجد نوعان أساسيان للإشعاع.

إشعاع مؤين (Ionizing Radiation) سمي بذلك لأن هذا النوع من الإشعاع له القدرة على تأيين الذرات التي يمر خلالها مثل الإشعاعات الكهرومغناطيسية (أشعة اكس وأشعة جاما والأشعة الكونية) وإشعاعات جسيمية مثل (جسيمات بيتا وإلفا والنيوترونات والبروتونات).

إشعاع غير مؤين (Non-Ionizing Radiation) اي ليس له القدرة على تأيين الذرات التي يمر خلالها مثل موجات الراديو والتلفزيون وموجات الرادار والموجات الحرارية ذات الأطوال الموجية القصيرة (ميكروويف) وموجات الأشعة تحت الحمراء والأشعة فوق البنفسجية والضوء العادي وأشعة الليزر. ما يستخدم في الجيولوجيا هو عباره عن ناتج الاشعاع الطبيعي وليس الاشعاع الصناعي الذي يحدث فيه انشطار نووي باستخدام قذائف من النيوترونات ويستخدم في المفاعلات النووية لإنتاج الطاقة التي تستخدم في السلم أو الحرب والأمثلة على عمليه الاشعاع كثيره حيث يوجد عدد من أنظمة التحلل الاشعاعي والتي تبدأ بعنصر مشع غير ثابت تنتهي بعنصر اخر أكثر ثباتاً مع خروج طاقه ونوعيه الطاقة الناتجة تختلف من نظام نظائري إلى اخر اعتماداً على نوعيه الجزيئات الناتجة من عمليه الاشعاع. لذلك نجد ان البعض ينتج عنه طاقه كبيره والبعض الآخر ينتج عنه طاقه قليله ولذلك نجد مثلاً أن نظام اليورانيوم أو الثوريوم يستخدم في إنتاج الطاقة في المفاعلات النووية بخلاف البوتاسيوم - ارجون لا يصلح لان ناتج التحطم الاشعاعي هو عباره عن الكترونات وليست جسيمات الفا أو بيتا ذو الطاقة العاليه. كذلك نجد ان أحياناً ان السلسلة تمر بسته عشر عنصر مشع حتى تصل إلى حاله الثبات مثل اليورانيوم²³⁸ بينما البعض الآخر يبدأ بعنصر مشع وينتهي

بعنصر غير مشع مثل: $^{86}\text{Sr} \leftarrow ^{87}\text{Rb}$

يحدث هذا التحلل الاشعاعي في فترة زمنية معينة تختلف من سلسله إلى أخرى وتسمى بفترة عمر النصف وهي الفترة التي يتحلل فيها كميته معينة من العنصر المشع الغير ثابت إلى نصف الكمية من العنصر غير المشع والثابت وعلى أساسها نجد أن كل نظام يصلح لصخور تحتوي على معادن معينة وذو أعمار معينة. أيضاً ثابت التحلل يختلف من نظام إلى آخر. فمثلاً نجد ان نظام اليورانيوم- رصاص يصلح في الصخور الحاوية على معدن الزركون الحامل لليورانيوم وتكون فترة عمر النصف لهذا النظام كبيره ولذا تستخدم في الصخور التي تكون في غالب الاحيان قديمة العمر وقد استخدمت في تحديد العمر المطلق للأرض والذي حدد بحوالي 4600 مليون سنة بخلاف الكربون- نيتروجين تصلح في تحديد عمر المواد العضوية مثل الاخشاب والعظام حيث ان فترة عمر النصف صغيره حوالي 5730 سنة.

يكون الإشعاع طبيعياً في الصخور والمعادن لذلك فإنه يتم استخدام فترة نصف العمر وثابت التحلل لتحديد أعمارها، بينما يستخدم النشاط الإشعاعي الصناعي في المفاعلات النووية.

يعود اكتشاف ظاهرة الاشعاع الطبيعي للفيزيائي الفرنسي أنتوني بيكريل في العام 1896 عندما كان يبحث في مختبره كيفية تصوير الأشعة السينية وإظهارها على ألواح فوتوغرافية، حيث كان يكسو تلك الألواح بأملاح مختلفة منها ملح اليورانيوم. وقد أدت دراسة الظاهرة بالتفصيل لاكتشاف أهم العناصر المشعة في الطبيعة وهي اليورانيوم والثوريوم والبوتاسيوم والبولونيوم والراديوم.

وفي العام 1934، اكتشف كوري وجوليتت ظاهرة الاشعاع الصناعي من خلال تحويل العناصر المستقرة إلى عناصر غير مستقرة (مشعة) وذلك من خلال قذف أنويتها بجسيمات ألفا (α)، ويتم القيام بذلك حالياً باستخدام المفاعلات النووية ومعدّلات الجسيمات المشحونة. ومن التفاعلات النووية المهمة في هذا المجال، قذف نواة البيريليوم بجسيمات ألفا لإنتاج النيوترونات، 1_0n ، التي تستخدم في القياسات الجيوفيزيائية داخل الآبار، وفقاً للمعادلة التالي:



7.8 قياس النشاط الإشعاعي

تنقسم وحدات القياس المستخدمة في النشاط الإشعاعي إلى ثلاثة أنواع؛ وحدات قياس الطاقة، ووحدات قياس النشاط الإشعاعي، ووحدات قياس شدة أشعة جاما (أو الأشعة السينية). وفيما يلي تعريف موجز لكل منها:

وحدات قياس الطاقة : تستخدم وحدة الإلكترون فولت (eV) لقياس كمية الطاقة، ويعرّف الإلكترون فولت بأنه الطاقة التي يكتسبها الإلكترون الذي يخضع للتعجيل تحت تأثير فرق جهد مقداره واحد فولت. ويعادل الإلكترون فولت الواحد مقدار 1.6×10^{-19} جول. كما تستخدم مضاعفات هذه الوحدة مثل الكيلو إلكترون فولت (KeV) والميغا إلكترون فولت (MeV).

وحدات قياس النشاط الإشعاعي : يعرّف النشاط الإشعاعي بأنه عدد ذرات العنصر المشع التي تضمحل في وحدة الزمن، ووحدة قياسه الأساسية هي 1/ثانية. كما تستخدم وحدة الكوري (Ci) لقياسه، حيث يعرّف الكوري الواحد بأنه كمية المادة المشعة التي تتعرض لعدد 3.7×10^{10} عملية اضمحلال في الثانية. ومن مشتقات وحدة الكوري الملي كوري (10^{-3}) والميكرو كوري (10^{-6}).

وحدات قياس الجرعات الإشعاعية : تستخدم وحدة رونتجن/ساعة لقياس شدة أشعة جاما والأشعة السينية. وتعرّف هذه الوحدة بأنها كمية أشعة جاما (أو الأشعة السينية) التي تنتج في وحدة الزمن (ساعة واحدة) 2.08×10^9 زوج من الأيونات في حجم 1 سم^3 من الهواء الجاف. ويعادل الغرام الواحد من الراديوم ${}^{226}\text{Ra}$ ما يقارب 0.83 رونتجن/ساعة. وتبلغ الجرعة القصوى غير الضارة الناتجة عن التعرض للإشعاع 0.300 رونتجن في الأسبوع.

8.8. النشاط الإشعاعي للصخور

تقاس شدة إشعاعية الصخور بوحدة 10^{-12} غم راديوم/غم من الصخر وتعبّر عن الكمية المكافئة من الراديوم، لكل غرام من الصخر، التي تعطي نفس شدة الإشعاعية. تمتلك جميع الصخور مقادير متفاوتة من النشاط الإشعاعي بسبب احتوائها على مقادير متفاوتة من جميع العناصر المشعة. فمثلاً، يحتوي صخر الجرانيت على 4 أجزاء بالمليون من اليورانيوم U، و15 جزء بالمليون من الثوريوم Th، و 35000 جزء بالمليون من البوتاسيوم K. بينما يحتوي صخر البازلت على 0.6 جزء بالمليون من اليورانيوم، و جزئين اثنين بالمليون من الثوريوم، و 9000 جزء بالمليون من البوتاسيوم.

وتحتوي الصخور فوق المافية (ultramafic rocks) على 0.05 جزء بالمليون من اليورانيوم، و 0.2 جزء بالمليون من الثوريوم، و 10 أجزاء بالمليون من البوتاسيوم. كذلك، يتواجد اليورانيوم في معظم أنواع الصخور بنسب متفاوتة تتراوح بين 3-5 غم للطن في الجرانيت، و 0.9 غم للطن في البازلت، و 1 غم للطن في الرسوبيات، و 0.0001-0.001 غم للطن في مياه البحر. وفي المجمل، تكون إشعاعية الصخور الرسوبية والمتحولة أكبر من إشعاعية الصخور البركانية، بينما تكون إشعاعية الجرانيت هي الأقوى لاحتوائه على كميات كبيرة من البوتاسيوم. ويبيّن الجدول 3.8 إشعاعية بعض أنواع الصخور مقاسة بوحدة 10^{-12} غم راديوم/غم.

الجدول 3.8: شدة الإشعاعية لبعض أنواع الصخور.

شدة الإشعاعية (10^{-12} غم راديوم/غم)	الصخر
0.5	بازلت
9 - 0.8	جرانيت
8	دولومايت
5	كوارتزيت
8 - 3	الطين (Clay)
2-4	الحجر الرملي (Sandstone)

ونشير إلى أنه توجد بعض المعادن التي تحتوي على نسب عالية من اليورانيوم (على شكل أكاسيد) والتي تتراوح بين 50% - 80%؛ وهذه المعادن: الأوتونايت (Autunite)، البتشلند (Pitchblende)، اليورانايت (Uraninite)، الغومايت (Gummite)، الكارنوتايت (Carnotite).

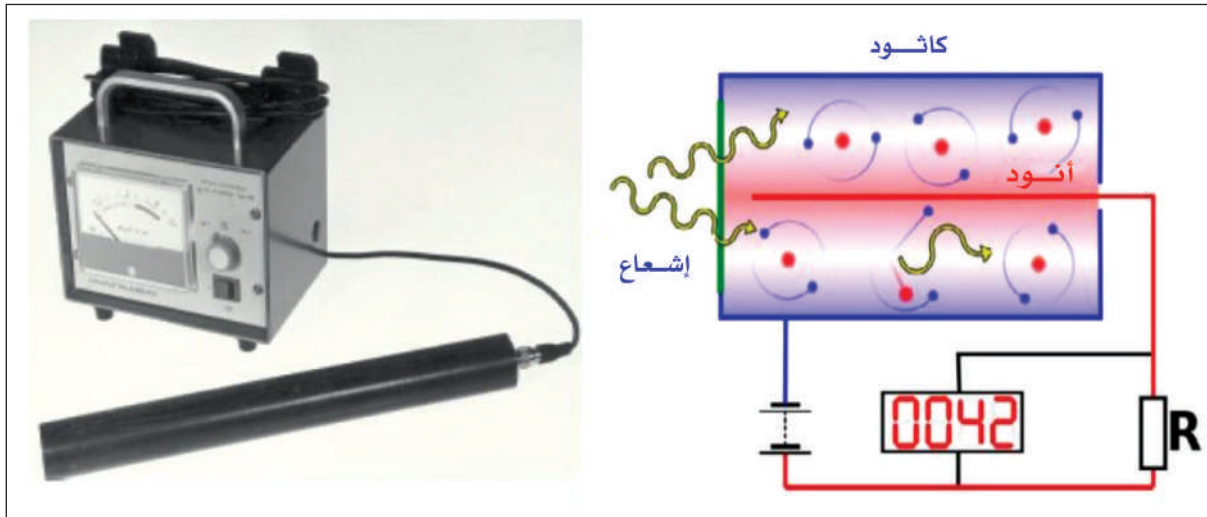


9.8 أجهزة قياس النشاط الإشعاعي

يقوم مبدأ عمل أجهزة قياس النشاط الإشعاعي على قياس آثار تفاعل الإشعاع مع المواد؛ وتكون هذه الآثار على شكل تكوّن الأيونات وإطلاق أشعة جاما على شكل فوتونات طاقة أو إطلاق الحرارة. وتعد أجهزة الكشف الإشعاعي التي تعتمد على استخدام حجلات التأين الأكثر استخداما. وفيما يلي وصفا لأهم الأجهزة المستخدمة لقياس النشاط الإشعاعي للعناصر المشعة.

عداد جايجر- ميللر

يكتشف عداد جايجر - ميللر التأين الناتج عن مرور جسيمات بيتا. ويتكوّن العداد من أنبوب زجاجي مملوء بغاز حامل (الأرغون أو الهيليوم أو النيون) يمر من وسطه سلك مركزي رقيق يمثل القطب الموجب ويحيط به أسطوانة تمثل القطب السالب حيث تتولد فولتية عالية بين القطبين (400 فولت). ويؤدي مرور الجسيمات إلى تأين الغاز الحامل داخل الأنبوب الزجاجي مما ينتج عنه سريان للتيار الكهربائي بين الأقطاب. ويتم تكبير نبضات التيار الناتج وتسجيله وقراءته على عدد أو سماعة كإشارة صوتية باستخدام سماعة أذن. ويفضل استخدام هذا العداد في عمليات المسح الإشعاعي الأرضي حيث تكون المسافة بين مصدر الإشعاع والعداد أقل من متر واحد (الشكل 2.8).



الشكل 2.8 : عداد جايجر - ميللر لقياس النشاط الإشعاعي.

العداد الوميضي

يُستخدم العدّاد الوميضي لاكتشاف أشعة جاما وقياس مقدار الطاقة التي تحملها. ويقوم مبدأ عمل العدّاد على انبعاث ضوء مرئي عند سقوط أشعة جاما على بلورة ثاليوم منشطة بأيوديد الصوديوم موجودة في الجهاز. وتتم مضاعفة الضوء داخل أنبوب للتضخيم للتمكن من قراءة عدد الذبذبات في الثانية باستخدام مؤشر قياس أو صوتيا أو رقميا. وتعتمد حساسية العدّاد الوميضي على حجم بلورة الكشف المستخدمة حيث تزداد حساسية العدّاد بزيادة حجمها.

مقياس الطيف لأشعة جاما (Gamma Ray Spectrometer)

يعمل العدّاد الوميضي على قياس العدد الكلي للنبضات في الثانية دون القدرة على تمييز العنصر المشع الذي أصدرها. ويأتي مقياس طيف أشعة جاما ليتيح إمكانية قياس طاقة الإشعاع ومستواه أيضا الذي يرتبط بالعنصر الذي أطلق أشعة جاما. وعلى وجه التحديد، فإن مقياس الطيف يتيح التعرف على وجود عناصر البوتاسيوم واليورانيوم والثوريوم من خلال تحديد مقدار طاقة جاما التي يصدرها العنصر النظير لهذه العناصر (الجدول 4.8).

الجدول 4.8: طاقة أشعة جاما التي يصدرها العنصر النظير للبوتاسيوم واليورانيوم والثوريوم.

العنصر	نظير العنصر المستخدم	طاقة جاما (ميغا إلكترون فولت)	نافذة الطاقة (ميغا إلكترون فولت)
البوتاسيوم	K-40	1.46	1.37 - 1.57
اليورانيوم	Bi-214	1.76	1.66 - 1.86
الثوريوم	Tl-208	2.62	2.40 - 2.80



10.8 طرق الاستكشاف الإشعاعي

تصنّف طرق المسح الإشعاعي الحقلّي إلى ثلاث طرق: المسح الإشعاعي اليدوي (Man borne)؛ المسح الإشعاعي باستخدام المركبة (Car borne)؛ والمسح الإشعاعي الجوي (Air borne). ويتم تثبيت جهاز المسح في المركبة وفي أسفل الطائرة في استخدام المركبة والمسح الجوي، بينما يقوم شخص بحمل الجهاز والانتقال به في المسح اليدوي.

يعتمد اختيار طريقة العمل الحقلّي على عدّة عوامل منها الهدف من المسح الإشعاعي ومساحة منطقة المسح وسهولة الوصول إليها. فنجد أن المسح الإشعاعي الجوي يُستخدم في المساحات الشاسعة والوعرة، بينما يُستخدم المسح الإشعاعي بالمركبة لغرض إجراء مسح استطلاعي في منطقة واسعة تسبق تنفيذ مسح تفصيلي للنشاط الإشعاعي فيها. ويشيع استخدام المسح الإشعاعي اليدوي في مسح المناطق الصغيرة لتحديد مواقع الصدوع الجيولوجية بدقة.

تجري عمليات تسجيل بيانات الإشعاعية في الحقل على خطوط مسارات يتم من خلالها التعرف على التغيّر المكاني للنشاط الإشعاعي الكلي (Total count) أو النشاط الإشعاعي لعنصر مشع محدد أو لنسبة النشاط الإشعاعي لعنصرين مشعّين. ويراعى في اختيار خطوط مسارات القياس أن تكون عمودية على اتجاه المضرب (Strike) في منطقة المسح للتمكن من تحديد مواقع التراكيب الجيولوجية بدقة. وتبيّن البيانات المسجلة بهذه الطريقة المحطات التي يظهر عندها زيادة في النشاط الإشعاعي بمقدار يزيد ثلاث مرات (شاذة إشعاعية) عن النشاط الإشعاعي الطبيعي في المنطقة الذي يشتمل على الإشعاع الكوني الناتج من الشمس والنشاط الإشعاعي لعنصر البوتاسيوم المنتشر في معظم صخور القشرة الأرضية. كذلك يتم رسم خرائط كتورية لتوزيع البيانات الإشعاعية تظهر فيها المناطق ذات النشاط الإشعاعي المرتفع.

11.8 تطبيقات طرق النظائر المختلفة

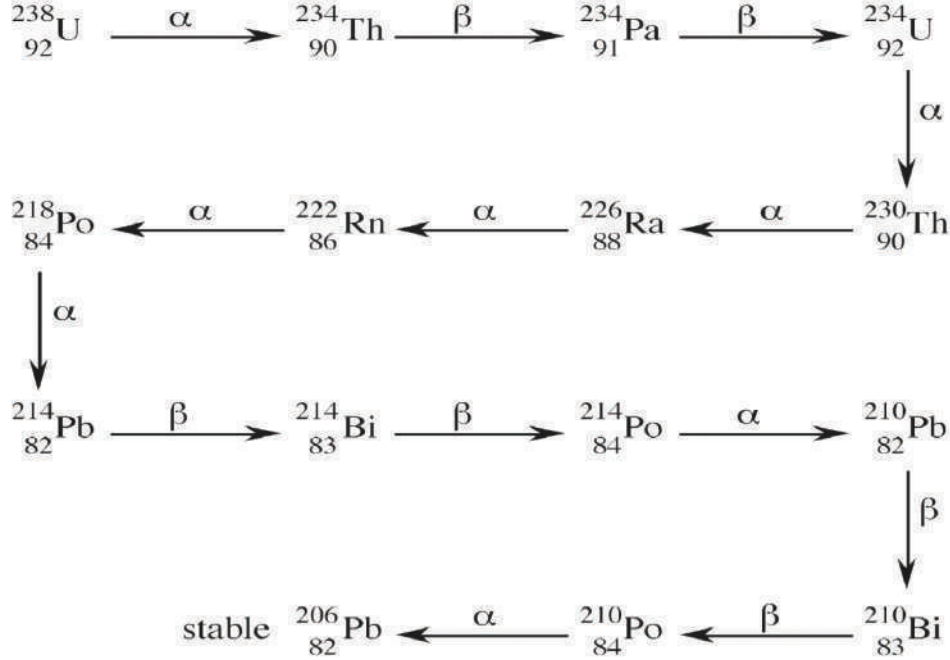
Applications of Radioactive Methods

1.11.8 النظائر غير الثابتة والمشعة (Radiogenic isotopes)

1 - طريقه اليورانيوم - الثوريوم - الرصاص ^{238}U - ^{234}Th - ^{206}Pb system

أكثر طرق تحديد الاعداد تعقيدا لأنها عبارة عن سلاسل اشعاع طويلة وذات أعمار أنصاف كبيرة وتستخدم في تحديد أعمار الصخور القديمة مثل عمر الارض وكذلك عمر الصخور الأصلية التي تكونت منها الصخور المتحولة. يعد اليورانيوم مثلاً على العناصر المشعة التي تتفكك من خلال سلسلة من العناصر الوليدة التي تستمر بالتفكك حتى الوصول إلى الوليد الثابت. يتميز اليورانيوم بوجود سلسلتين من التفكك، الأولى سلسلة اليورانيوم 238 التي تقود إلى تشكل الرصاص 206، والثانية هي سلسلة اليورانيوم 235، التي تقود إلى تشكل العنصر الوليد الرصاصي 207. فإذا بدأنا من 1 غ من اليورانيوم 235، فإنه سيبقى عند نهاية العمر النصفى نصف غرام منه وبعد انقضاء العمر النصفى من جديد يبقى ربع غرام، وفي نفس الوقت تتزايد نسبة العنصر الوليد وهو الرصاص 207، لذلك فإن نسبة العنصر الوليد إلى العنصر الأصلي ستزيد مع الزمن. اليورانيوم 238 وهو من العناصر المشعة غير الثابتة التي تتحلل إلى ثوريوم 234 وهو يسمى العنصر الابنة لليورانيوم. والثوريوم أيضاً مشع وغير ثابت فهو بدوره يتحلل إلى بروتاكتينيوم. البروتاكتينيوم يعتبر ابنة للثوريوم وأيضاً هو غير ثابت وهو مشع فيتحلل إلى نوع آخر من اليورانيوم الذي يتحول بدوره إلى نوع آخر من الثوريوم وإلى راديوم وهكذا سلسلة تحولات حتى يصل في النهاية إلى الرصاص الذي لا يتحلل وهو ثابت. بعد 14 خطوة كما في (الشكل 3.8).



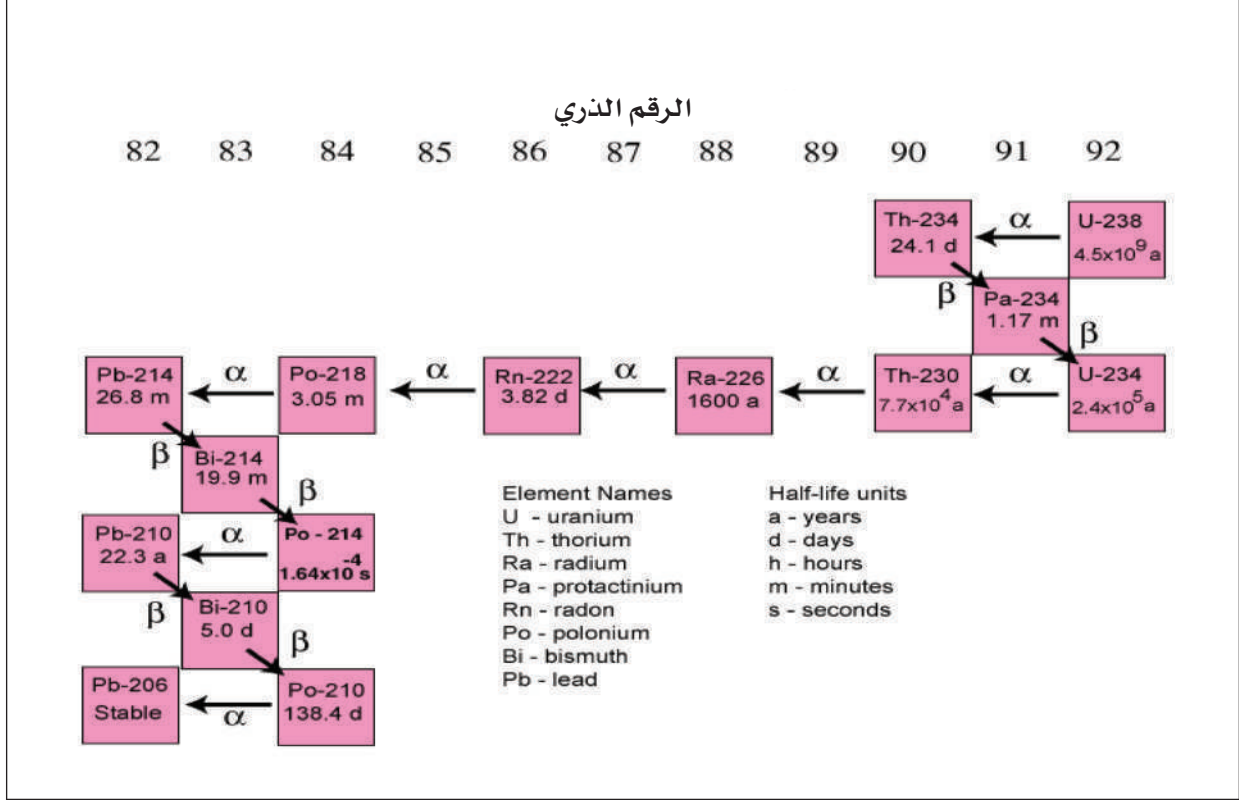


الشكل 3.8 : يوضح سلسلة تحللات عنصر اليورانيوم حتى يصل في النهاية إلى الرصاص الذي لا يتحلل

من الصعوبات التي تعترض هذه الطريقة هي معرفة فيما إذا كانت هناك أية نسبة من الرصاص الذي يمكن أن ينتج عن تفكك اليورانيوم موجودة أصلاً في الصخر قبل بداية عملية التفكك، وكذلك فيما إذا كانت العمليات الجيولوجية التي حدثت على مر الزمن أدت إلى فقد أي جزء من اليورانيوم الأصلي في الصخر، أو أي جزء من العنصر الوليد، ومن الصعوبات أيضاً ندرة وجود العينات الصالحة للتحليل. على الرغم من الصعوبات التي تعترض تطبيق هذه الطريقة فإنها تعد طريقة ذات أهمية كبيرة في التأريخ الجيولوجي وهذا يعود من جهة إلى العمر النصفى الكبير لليورانيوم.

وبطريقة أخرى نشير إلى وجود سلسلتي تفكك، تسمح كل منهما بتدقيق نتائج الأخرى فإذا تطابقت النتائج فإننا نكون أمام تاريخ صحيح للحدث الجيولوجي، أو الصخر الذي نقوم بتحديد عمره (الجدول 5.8).

الجدول 5.8 : سلسلة تفكك اليورانيوم - 238



يستخدم معدني الزركون والمونزايت في صورته محلول معالج كيميائياً أو في صورته بلورات كاملة ويستخدم مطياف الكتلة من نوع فتنجان مات @252 حيث يجرى تحديد نسب النظائر المختلفة بواسطة أكثر من طريقه في هذا النظام.

أهم هذه الطرق هي طريقه تبخير بلورات الزركون حيث تعلق بلوره الزركون في جهاز مطياف الكتلة ويتم قياس نسبه نظير الرصاص²⁰⁷ /الرصاص²⁰⁶ وبطرق حسابيه طويله ومعقده يحسب العمر المطلق للصخر الحاوي على هذه البلورات. مميزات هذه الطريقة عدم عمل محلول كيميائي من المعدن أو الصخر بل يستعمل المعدن مباشرة وبالتالي يتلاشى الخطأ الناتج من عمل محلول كيميائي يتدخل فيه الانسان بالإضافة إلى إمكانية تحديد العمر للصخور التي تحتوى على نسبه بسيطة من بلورات الزركون مثل الصخور القاعدية



والفوق قاعديه حيث أن ببلوره واحده يمكن تحديد العمر حيث تقاس مئآت النسب في البلورة الواحدة أثناء تبخير مكوناتها .

كذلك يمكن حساب عمر الصخر بهذه الطريقة عن طريق شعاع أيوني عالي SHRIMP يوجه لبلورات الزركون وتحسب الكثير من نسب النظائر اهمها نسب كل من اليورانيوم والرصاص المختلفة والكثيرة وباستخدامها يتم تعيين العمر المطلق .

توجد طريقه أخرى وهي عمل محلول من بلورات معدن الزركون المطحون ثم تجرى له قياسات طويله ومعقده بمطياف الكتلة وتقاس نسب نظير اليورانيوم إلى نظير الرصاص التي تحسب منها العمر المطلق .

توجد طريقه حديثه وهي Laser ICP (LA-ICP) وهي ليست منتشرة في العالم باستثناء بعض المعامل في الدول الكبرى وتقاس نسب النظائر المختلفة للمعدن مباشرة من قطاع ميكروسكوبي رفيع وتستخدم في تحديد العمر واستنتاج الكثير عن أصل الصخر ونشأته .

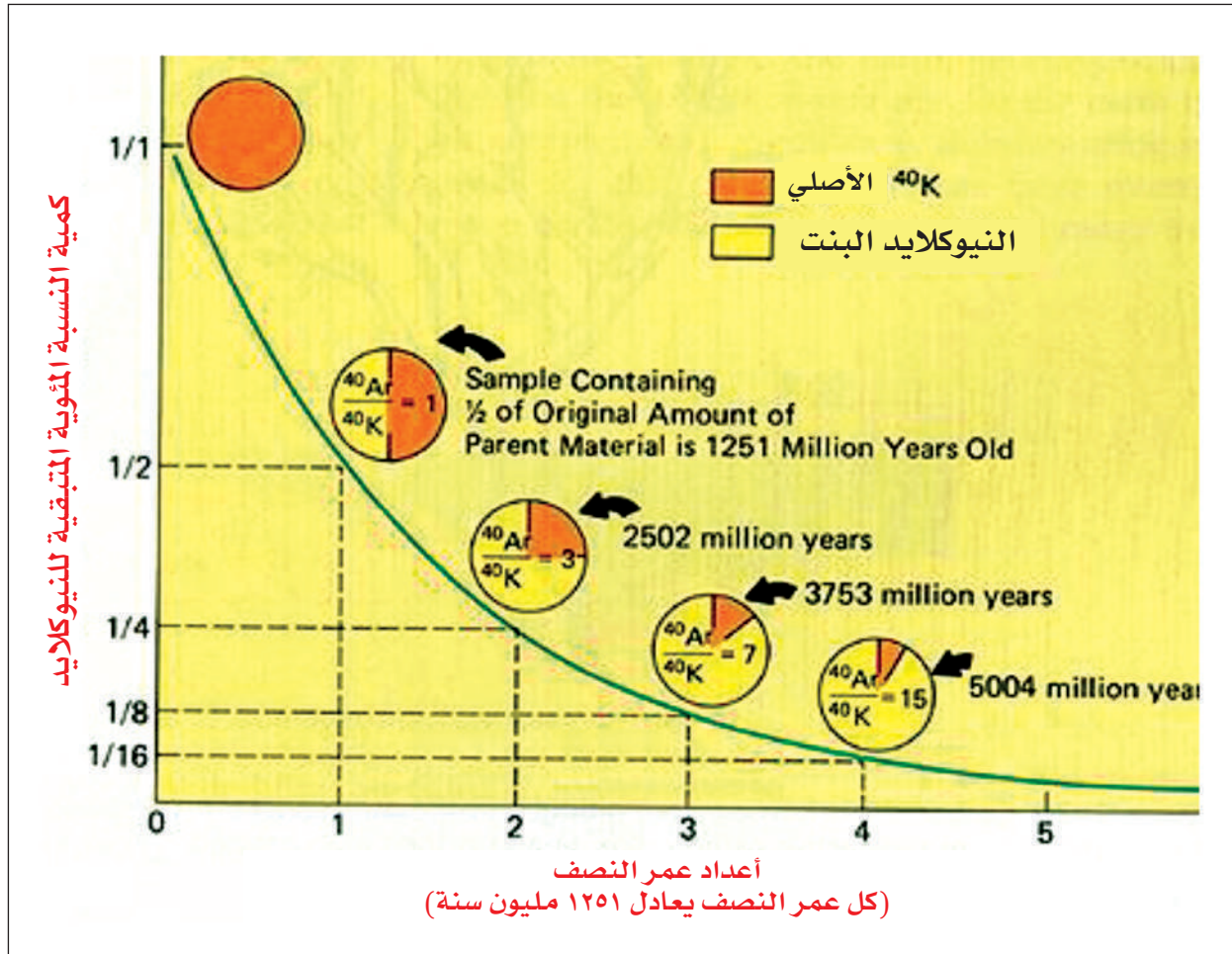
2 - طريقة الروبيد يوم - الاسترنيوم ^{86}Sr - ^{87}Rb

تستخدم هذه الطريقة في الصخور الغنية بمعادن البوتاسيوم وتستخدم في تحديد أعمار الصخور النارية وعمر تحول الصخور المتحولة وكذلك عمر الترسيب بعمل تحديد العمر للمعادن الناشئة بالترسيب مثل معدن الجلوكونيت. كذلك عن طريق نسبة $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial يمكن تحديد أصل الصخر حيث أن أكبر من 0.707 تكون ذات أصل قاري crustal بينما إذا كانت تتراوح بين 0.702 حتى 0.704 تدل على أن أصل الصخر مشتق من قاع محيط (لوح محيطي) أو الوشاح (mantle origin).

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}_{\text{now}}}{{}^{86}\text{Sr}_{\text{now}}} = \frac{{}^{87}\text{Sr}_{\text{initial}}}{{}^{86}\text{Sr}_{\text{initial}}} + \frac{{}^{87}\text{Rb}_{\text{now}}}{{}^{86}\text{Sr}_{\text{now}}} (e^{\lambda t} - 1)$$

3 - طريقه البوتاسيوم ⁴⁰ - ارجون ⁴⁰

تستخدم في الصخور النارية الغنية بالبوتاسيوم مثل الصخور الجرانيتية وتستخدم في تعيين عمر التحول بعمل تحديد عمر المعادن الناتجة من التحول في صخور الشيست وكذلك في تحديد عمر الصخور الرسوبية الحاوية على جليكونيت. لا تستخدم الطريقة في الصخور المتأثرة بالحركات التكتونية حيث أن الارجون يتطاير وبالتالي لا تعطى عمر دقيق حيث أن ساعه الزمن والنظام أصبح مفتوحاً (open system) (الشكل 4.8).



الشكل 4.8 : العلاقة بين أعداد عمر النصف والنسبة المئوية للنيوكلايد المتبقية في البوتاسيوم ⁴⁰ - ارجون ⁴⁰.

4 - طريقه النيودنيوم¹⁴³ - السماريوم¹⁴⁷

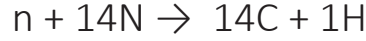
النيودنيوم (Nd) والسماريوم (Sm) عناصر تتبع مجموعته العناصر الأرضية النادرة والتي لا تتأثر بالعمليات الجيولوجية مثل التحول أو التعرية وتجرى هذه الطريقة للصخر (Whole rock isochrone) أو للمعدن (mineral isochrone) وخاصة معادن البيروكسين والجارنت ولذا تستعمل في تحديد العمر المطلق للصخور فوق القاعدية والقاعدية وكذلك الفتات المكون للصخور الرسوبية القديمة أي عمر صخر المصدر (Protolithes).

تكون فترة عمر النصف لهذا النظام كبيره لذا تستعمل في تحديد أعمار الصخور القديمة كذلك تستخدم في دراسة تطور القشرة الأرضية والمحيطية باستخدام ما يعرف بصيغة إيبسلون (ε Nd) التي تعتمد على نسبة نظيري النيودنيوم 143 و 144 حيث إذا كانت ε موجبته تدل على أن الصخور مشتقة من قشره محيطيه بينما إذا كانت سالبه تدل على أن الصخور مشتقة من أصل قاري. كذلك تستخدم في دراسة أصل الفتات الرسوبي الذي كوّن الصخور الرسوبية القديمة. قام الكاتب بعمل دراسات على العديد من الصخور والتي تم التعرف على أصلها وكذلك عمرها.

5 - الكربون-¹⁴ النيتروجين¹⁴

تصطدم الأشعة الكونية (cosmic rays) بذرات الغلاف الجوي باستمرار مما ينتج عنه أشعة كونية ثانوية في شكل نيوترون تحمل طاقة حركية، يتفاعل الكربون 14 المشكل مع الأوكسجين ليشكل ثاني أوكسيد الكربون، والذي سيصبح بدوره جزءاً من الدورة الطبيعية لثاني أكسيد الكربون، ويحل قسم منه في كل أنواع الكائنات الحية، وعندما تموت هذه الكائنات فإنها تتوقف عن استيعاب أية كمية جديدة من الكربون بما فيها الكربون 14، وعندما يحدث هذا الأمر فإن كمية الكربون 14 تبدأ بالتناقص حيث تعود لتتحول إلى نيتروجين. تصطدم هذه النيوترونات بذرات النيتروجين 14- المكون من سبع بروتونات وسبع نيوترونات. ينتج عن هذا التصادم ذرة كربون 14- المكونة من ستة بروتونات وثمانية نيوترونات وتحرر ذرة هيدروجين المكونة من بروتون واحد فقط. تعتبر ذرة الكربون 14- ذرة غير مستقرة لأن عدد

بروتوناتها لا يساوي عدد نيوتروناتها مما تسمى بالكربون المشع الذي له عمر نصف (وهو العمر اللازم لكي تقل كمية النشاط الإشعاعي إلى النصف) هو 5730 سنة.



كربون 14 هو نظير من نظائر الكربون المشعة، وهو مصدر لأشعة (β) يتحلل بمرور الوقت. فإذا كان لدينا كمية معينة منه، بعد مرور 5730 عام يكون قد تحلل نصفها. وهذا ما ندعوه بعمر النصف، ويكون لنا هذا العمر بمثابة الأساس الذي نعتمد عليه في اعتبار كربون 14 كطريقة ناجحة في تحديد العمر. تستخدم طريقة الكربون 14 في تأريخ الأحداث الجيولوجية التي لا يزيد عمرها غالباً عن 50.000 سنة، ويعود ذلك إلى العمر النصفى القليل للكربون 14. إن نسبة الكربون المشع إلى الكربون الطبيعي تظل ثابتة، ولكن بموت الكائن الحي فإن نسبة الكربون المشع به تقل، وعن طريق دراسة نسبة الكربون المشع إلى نسبة الكربون غير المشع يمكن تحديد عمر بقايا هذا الكائن الحي بدقة. تذكر أن الكربون المشع يُستخدم فقط لتحديد عمر الكائنات الحية ولكن لا يمكن استخدامه لتحديد عمر الصخور، مثل صخور القمر أو المذنبات. ولتحديد أعمار هذه الأجسام يتم استخدام تقنيات أخرى مثل نظير البوتاسيوم-40.

2.11.8 النظائر الثابتة Stable Isotopes

يوجد العديد من هذه النظائر مثل الأكسجين والكربون والهيدروجين والسيلكون والكبريت والنيوتروجين وهي ثابتة أي لا ينتج عنها اشعاع.

1 - نظائر الأكسجين

وهي ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O وتقاس بنسبه $^{18}O/^{16}O$ وتحسب مقارنه بمتوسط كميته النظير في ماء المحيط التي تساوي 1 وتسمى SMOW (Standard mean ocean water) وتوجد في صورته ^{18}O δ وقد وجد ان معدل هذا النظير في الصخور أو المعادن يتراوح بين -2 إلى 36% ويميز كل نوع من المعادن والصخور عن الآخر. ويستعمل نظير الأكسجين في عمل



التقسيم الطبقي (Isotope stratigraphy) للصخور الرسوبية المختلفة حيث توضع الحدود الفاصلة بين الطبقات اعتماداً على كميته نظير الأكسجين. كما يستعمل في التعرف على درجة الحرارة التي يتكون عندها الخام بدراسة السوائل الموجودة في المعادن أو التفاعل الذي يتم بين الصخر والماء.

2 - نظير الهيدروجين

نظيرين هم الهيدروجين¹ والديوتيريوم² وتقاس مقارنه بنسبته في ماء المحيط SMOW والتي تساوي 1 وتوجد في صورته δD وتتراوح بين -180 إلى 20% في المعادن والصخور المختلفة.

3 - نظير الكربون

نظير الكربون الثابت هو الكربون¹³ والكربون¹² وتقاس مقارنه بنسبته في معدن الكالسيوم المسمى PDP وتسمى $\delta^{13}C$ وتتراوح بين -35 إلى 5‰ وهذا النظير يختلف عن الكربون¹⁴ المشع الذي يستخدم في تعيين العمر المطلق للحفائر والمواد العضوية.

4 - نظير الكبريت

يتواجد للكبريت 4 نظائر هم ^{34}S , ^{32}S , ^{33}S , ^{36}S يوجد في صورته ($^{34}S/^{32}S$) أو $\delta^{34}S$ ويتراوح بين -45 إلى 60‰ وكل نوع من الصخور والمعادن يحتوى على كميته محدد ويمكن تمييز الأنواع المختلفة منه اعتماداً عليه.

5 - نظير السيلكون ($^{30}Si/^{28}Si$)

يميز الأنواع المختلفة من الصخور والمعادن وتتراوح نسبته من 2.2- إلى 3.2%.

6 - نظير النيتروجين ($^{14}N/^{15}N$)

يستخدم في دراسة محتوى النترات في المياه الجوفية والسطحية.

12.8 قياس عمر الصخور

النشاط الإشعاعي هو انحلال تلقائي لنواة العنصر الكيميائي عن طريق انبعاث الطاقة وجسيمات (الفا، بيتا، جاما)، فتنحول النواة إلى نواة عنصر آخر أكثر استقراراً، ويكون معدل هذا الانحلال ثابتاً لا يتغير، ولا يتأثر بالظروف الفيزيائية والكيميائية للبيئة المحيطة بنواة العنصر المشع، وهذا ما يجعل هذه الظاهرة على قدر من الأهمية لاستعمالها في تطبيقات تحديد أعمار المعادن والصخور. وقد وجد أن الزمن الذي يستغرقه انحلال نصف ذرات العنصر المشع ثابت، ويسمى عمر النصف (Half- Life) (أو نصف الحياة). فمثلاً عمر النصف للراديوم 224 هو (1620) سنة تقريباً. فإذا وجد جرام واحد من الراديوم في عينة صخر، يبقى منه نصف جرام بعد سنة، وربع جرام بعد 1620 سنة أخرى، وثمان جرام بعد 1620 سنة. بمعنى أنه بعد انقضاء عمر النصف الأول يتحلل نصف النظير المشع، وبعد فترة عمر النصف الثاني يكون نصف الباقي، أي ربع النظير المشع قد بقي، أما بعد أربع فترات عمر النصف يكون قد تبقى $(2/1)^4 = (16/1)$ من النظير المشع أي (16/15) منه قد تحول إلى النظير المستقر. إن قياس عمر الصخور، وبالتالي معرفة تتابعها ووضع مقياس للزمن الجيولوجي، يتم إما بالعمر النسبي (Relative Dating) أو بالعمر الحقيقي (Ab- solute Dating)، وكلا الأسلوبين يعد تابعاً لعلم التقويم الجيولوجي (Geochronology) الخاص بتحديد الأعمار (Montgomery, 1997).

1.12.8 طريقة العمر النسبي Relative Dating Method

تعتمد على تحديد عمر الطبقات الصخرية بالنسبة لبعضها البعض دون معرفة العمر الحقيقي لها، وذلك بالاعتماد على قانون تتابع الطبقات (Principle of Superposition)، الذي وضعه جيمس هتن (James Hutton, 1726-1797)، والذي ينص على أنه في أي تتابع للصخور المتطبقة والتي لم تتعرض للتشويه بالتفلق أو الطي الشديد، فإن الطبقة التي في



الأسفل تكون أقدم من الطبقة التي تعلوها، كما يمكن الاستفادة من قانون التتابع الحيواني والنباتي ومن المتحجرات الدالة لتحديد العمر النسبي للطبقات الصخرية، خاصة عندما تكون معزولة عن بعضها، أي أن الطبقات التي تحتوي على المتحجرات القديمة تكون الأقدم وتلك التي تحتوي على المتحجرات الحديثة هي الأحدث.

2.12.8 طريقة العمر الحقيقي Absolute dating Method

تعتمد على تحديد العمر الحقيقي للطبقات بالسنين. في عام (1910) أقترح العالم فريدريك سودي (Frederick Soddy) اسم النظير (Isotope) عن الذرات المختلفة في أوزانها الذرية لكنها متشابهة في أعدادها الذرية. لذلك يمكن تعريف النظائر بأنها ذرات نفس العنصر الكيميائي التي لها نفس العدد الذري (أي نفس عدد البروتونات) لكنها تختلف في العدد الكتلي (أي في عدد النيوترونات). إن مفهوم عدم استقرار النظير المشع يعني انحلال نواة الذرة تلقائياً لتكوين نواة ذرة عنصر آخر، لكن بحالة مستقرة وهذا ما يعبر عنه بالنشاط الإشعاعي (Radioactivity). وخلال هذه العملية تبعث من النواة أنواع مختلفة من الجسيمات على هيئة طاقة أو إشعاع، وبناءً على ذلك فإن النظير المشع الأصلي يدعى بالنظير الأم (Parent Nuclide) أما النظير الناتج من التحلل الإشعاعي فيدعى بالنظير البنت (Daughter Nuclide). إن عملية تحول النظير الأم إلى النظير البنت بواسطة التحلل الإشعاعي يتم بمعدل ثابت لا يتغير ولا يتأثر باختلاف الظروف الطبيعية والكيميائية المحيطة. معدل التحول هذا يدعى بثابت الانحلال (Decay Constant)، ولكل نظير مشع ثابت تحلل خاص به. أما زمن تحول نصف وزن النظير الأم إلى النظير البنت فيدعى بنصف العمر (Half-Life)، يمكن حساب عمر الصخور أو أي مادة تحتوي على نظير مشع من خلال :

العمر = وزن النظير الأم / وزن النظير البنت X ثابت تحلل النظير

في الوقت الحالي يستخدم جهاز المطياف الكتلي (Mass Spectrometer) لحساب عمر الصخور، وهو جهاز يعتمد على المبدأ السابق في حساب العمر. من أبرز النظائر المستخدمة لحساب العمر هي: نظير اليورانيوم (U)، نظير البوتاسيوم (K)، نظير الأرجون (Ar)، نظير الروبيديوم (Rb)، نظير الكربون (C)، وغيرها.

3.12.8 الساعات النووية

يطلق على العناصر المشعة التي تستعمل لقياس أعمار الصخور اسم «الساعات النووية»، وقد أمكن استخدامها في تحديد العمر المطلق للصخور بجميع أنواعها بشكل دقيق للغاية، وذلك في حالة تحقيق شرطين هامين هما: أن يتم الانحلال بمعدل ثابت. وأن لا تفقد ولا تكسب العناصر ذات النشاط الإشعاعي نواتج الانحلال مرة أخرى. ويمكن قياس زمن معدن للتعرف على عمره بإجراء الآتي:

- تحليل كيميائي لعينة من المعدن لتعيين كمية كل من النظير المشع والعنصر الناتج من الانحلال، مثل تعيين كميتي اليورانيوم والرصاص.
- تعيين الكمية النسبية لكل من النظائر الثابتة، إذا كان هناك أكثر من نظير واحد. (الجدول 6.8).

الجدول 6.8 يوضح عمر النصف لبعض النظائر المشعة المستخدمة في تحديد العمر المطلق

عمر النصف	العنصر الثابت الناتج عن الانحلال الإشعاعي	العنصر المشع الأصلي
4467 مليون سنة	رصاص $^{206}_{82}\text{Pb}$	اليورانيوم $^{238}_{92}\text{U}$
704 مليون سنة	رصاص $^{207}_{82}\text{Pb}$	اليورانيوم $^{235}_{92}\text{U}$
1193 مليون سنة	أرجون $^{40}_{18}\text{Ar}$	البوتاسيوم $^{40}_{19}\text{K}$
48800 مليون سنة	سترونشيوم $^{87}_{38}\text{Sr}$	الروبيديوم $^{87}_{37}\text{Rb}$
5730 مليون سنة	نيتروجين $^{14}_7\text{N}$	الكربون $^{14}_6\text{C}$



13.8 المعادن المشعة Radioactive minerals

1 - معادن عنصر اليورانيوم

يوجد حوالي 100 معدن يعتبر اليورانيوم مكون أساسي في تركيبها منهم المعادن التالية:

- Uraninite (UO_2)
- Pitchblende (UO_2)
- Coffinite $U(SiO_4) \cdot N(OH)$
- Davidite $(Fe, Ce, U)(Ti, Fe)_3(OH)_2$
- Uranothorite $(Th, U)SiO_4$
- Uranothorianite $(Th, U)O_2$
- Broggerite $(U,Th)O_2$
- Janthinite $2UO_2 \cdot 7H_2O$
- Clarkeite $UO_3 \cdot H_2O$

2 - معادن حاملة لعنصر اليورانيوم

كذلك يوجد بعض المعادن التي تحتوي على اليورانيوم داخل الشبكة البلورية لها أو على حواف بلورات المعدن مثل معدن الزركون والمونزايت ورواسب الفوسفات. تتواجد معادن اليورانيوم بكثرة في الصخور الحامضية والقلوية مثل صخور الجرانيت القلوي والطفلة السوداء والحجر الرملي النوبي المشتق من رواسب جرانيتيه وحامضيه ورواسب الفوسفات ويستخرج اليورانيوم 238 واليورانيوم 235 واللذان يستخدمان كوقود نووي للمفاعلات.

اليورانيوم في معدن اليورانينيت (UO_2) يكون رباعي التكافؤ ويكون ثابت ولكن بعمليات التعرية في بيئة مؤكسدة يتحول إلى يورانيوم سداسي يذوب في الماء ولذا تتواجد كميته منه ذائبه في المياه السطحية أو تحت سطحه ويمكن ان يمتصه النبات وينتقل إلى الانسان والحيوان أو يشربه الانسان مباشرة ويترسب اليورانيوم إذا تحولت البيئة من بيئة مؤكسدة إلى بيئة مختزلة (عالية القلوية والرقم الهيدروجيني) في غياب الاكسجين وهذا يحدث في ماء المحيط. ويترسب اليورانيوم في صورته مركبات فوسفور مكونا رواسب الفوسفات والتي تحتوي أيضا على كثير من العناصر الأرضية النادرة معه.

3 - معادن حاملة لعنصر الثوريوم Thorium bearing minerals

يوجد حوالي 30 معدن إضافي يحتوي على الثوريوم وأمثلة لذلك كالتالي:

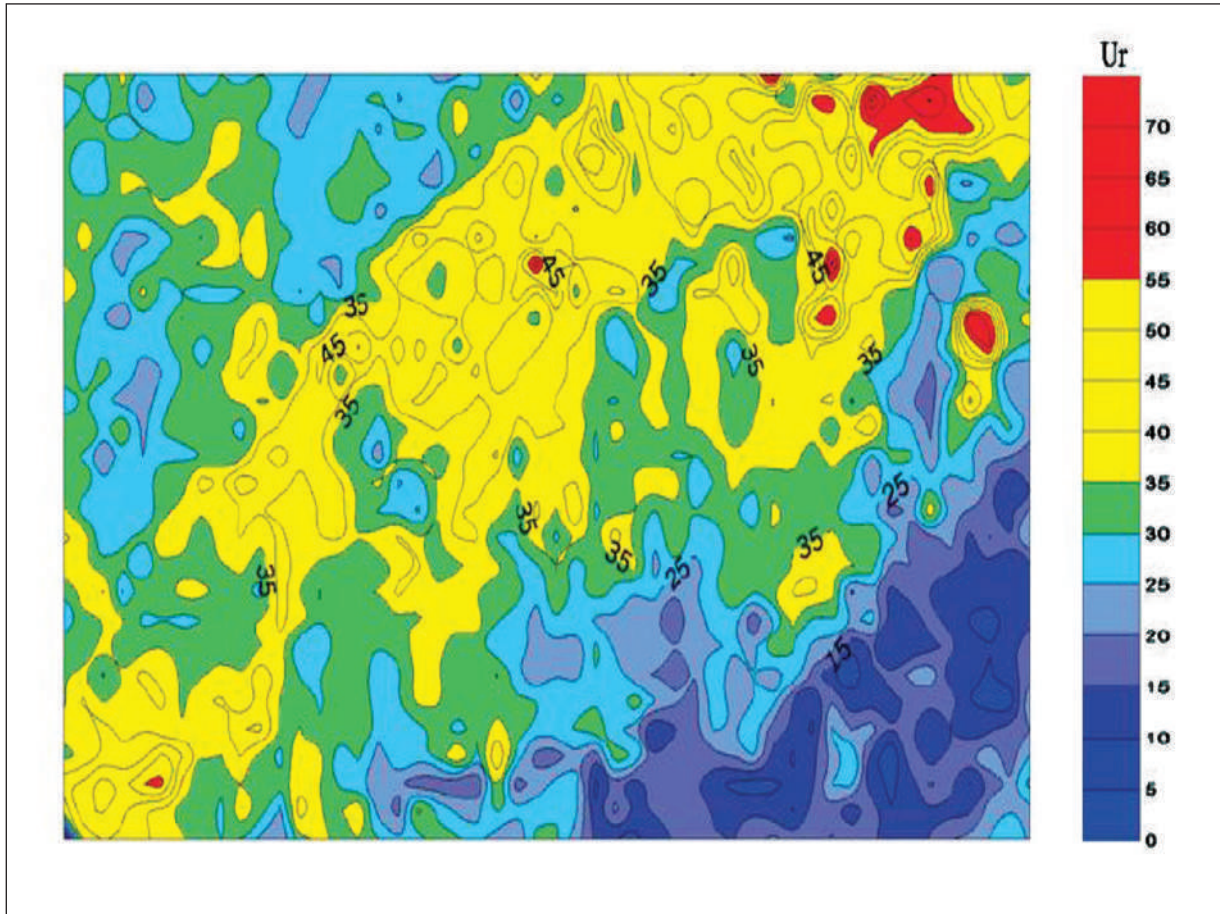
- Thorite (88% Th) ($Th SiO_4$)
- Monazite (4-40% Th) $(Ce, La, Th) (P, Si)O_4$
- Broggerite (6-15% Th) $(U, Th)O_2$
- Thorianite (88% Th) (ThO_2)
- Uranothorite (50-70% Th) $(Th, U)SiO_4$
- Ferrothorite (45-65% Th) $(Th, Fe)SiO_4$
- Thorogummite (45-65% Th) $(Th, U) (SiO_4) (OH)_4$
- Priorite (8% Th) $(Y, Th)(Nb, Ti)_2O_6$

تتواجد المعادن الحاملة للثوريوم في الصخور الجرانيتية القلوية مثل الجرانيت الحامل للفلزات الثقيلة كذلك يتواجد في المعقدات الحلقية وعروق البجماتيت وايضا في الرواسب المكانية (Placer deposits) مثل الرمال السوداء على شاطئ الدلتا والتي تحتوي على رواسب المونزايت والزركون والمعادن الثقيلة. يصل الانتاج العالمي للمونزايت حوالي 10-14 الف طن يحتوي على 500-700 طن من ثاني اكسيد الثوريوم والذي يستعمل في الإضاءة والمفاعلات النووية.



14.8 تفسير البيانات الإشعاعية

تفسّر الخرائط الكنتورية ومقاطع البيانات الإشعاعية بالتزامن مع خرائط جيولوجية لمنطقة المسح للتمكّن من التحديد الصحيح لمصدر الشواذ الإشعاعية إن كان من صخور ذات إشعاعية مرتفعة أو نتيجة وجود مصادر مشعة أخرى على السطح. يبيّن الشكل 5.8 خريطة كنتورية تظهر النشاط الإشعاعي المحمول جوا لمنطقة وادي عربة (الصحراء الشمالية الشرقية من مصر).



الشكل 5.8 : خريطة كنتورية تظهر النشاط الإشعاعي المحمول جوا لمنطقة وادي عربة.

15.8 تطبيقات الاستكشاف الإشعاعي

يستخدم الاستكشاف الإشعاعي في أغراض وتطبيقات متعددة، من أبرزها في الدراسات والمسح الجيولوجي حيث يمكن قياس تراكيز العناصر المشعة الطبيعية للمعادن الرئيسية المكونة للصخور رسم خرائط جيولوجية تحدد أنواع الصخور وتوزيعها في منطقة المسح. كذلك فإنه يستخدم في تحديد مواقع الصدوع من خلال الكشف عن وجود غاز الرادون المشع والذي يصل سطح الأرض عبر هذه الصدوع. وغالبا ما يستخدم المسح الإشعاعي الجوي بطريقة مقياس طيف أشعة جاما لهذا الغرض وخاصة في المناطق النائية والوعرة.

كما يستخدم المسح الإشعاعي في تحديد العمر المطلق للصخور من خلال قياس نسبة العنصر الوليد ونسبة العنصر الوالد في العينة وبتطبيق مبادئ الاضمحلال الإشعاعي.

ومن التطبيقات ذات الأهمية الاقتصادية، تأتي عمليات التنقيب عن المعادن ذات القيمة الاقتصادية مثل اليورانيوم. وتستخدم قياسات الإشعاع في قياسات الآبار الجيوفيزيائية للتعرف على الخصائص الفيزيائية للصخور، مثل قياس أشعة جاما. كما توجد العديد من التطبيقات للمسح الإشعاعي في المجالات الطبية وتوليد الطاقة وغيرها الكثير.





Solved Problems مسائل محلولة

	<p>1 يبلغ عمر النصف للنظير 10 ثوانٍ. بعد 20 ثانية، فإن فرصة تحلل ذرة متبقية معينة في العشر ثوان التالية</p>	<p>1</p>
<p>0.5</p>		
	<p>2 بعد انقضاء 10 فترات نصف عمر، يكون الجزء المتبقي من النظير المشع</p>	<p>2</p>
<p>0.000976</p>		
	<p>3 يتحلل النظير المشع بحيث يتبقى 8/1 بعد 8 سنوات. ما الجزء من الكمية الأصلية المتبقي بعد انقضاء إجمالي 16 عاماً؟ (ليست هناك حاجة لاستنتاج نصف العمر)</p>	<p>3</p>
<p>64/1</p>		
	<p>4 مجموعة أحفورية لديناصور، وجدت في بعض الأحجار الرملية، يجب تأريخها. أي من الطرق التالية قد يكون مفيداً:</p>	<p>4</p>
<p>التأريخ الحفري Palaeontological dating</p>		



	<p>5 تم العثور على عينة من الحمم لإعطاء عمر K-Ar مرتفع بشكل زائف (أي قديم جداً). ماهو السبب؟</p>	<p>5</p>
<p>احتوت الصخرة على Ar عندما تجمدت</p>		
	<p>6 قارن بين تطبيقات التآريخ والعمر الجيولوجي لطريقتي Rb-Sr و Sm-Nd.</p>	<p>6</p>
<p>كلاهما يحتاج إلى مجموعة من العينات وله عمر نصفي طويل، وهو غير مناسب للصخور الحديثة، ولكن بينما يتم تطبيق Rb-Sr على الصخور الحمضية، يتم تطبيق Sm-Nd على الصخور الأساسية وفوق القاعدية.</p>		
	<p>7 أعط أمثلة للنظائر البدائية؟</p>	<p>7</p>
<p>^{40}K , ^{235}U , ^{10}Be</p>		
	<p>8 لماذا يقتصر قياس النشاط الإشعاعي الطبيعي على عناصر اليورانيوم والثوريوم والبوتاسيوم.</p>	<p>8</p>
<p>لأنها أكثر العناصر المشعة التي تحدث بشكل طبيعي وفرة</p>		
	<p>9 لماذا يتم إجراء المسوحات الأرضية لقياس تركيزات U و Th بشكل مفضل عند التعرض للصخور التي تكون (أ) مسطحة و (ب) جديدة؟</p>	<p>9</p>
<p>مسطحة : لتجنب الحاجة إلى عوامل هندسية معقدة جديدة : يمكن للتجوية إزالة العناصر المشعة وتغيير نسبها.</p>		
	<p>10 تتفاوت نسبة U / Th على التعرض للجرانيت من 0.08 إلى 0.35. ماذا قد يكون سبب الاختلاف؟</p>	<p>10</p>
<p>التغيير المائي الحراري، التجوية السطحية</p>		



11 في تسلسل الأحجار الرملية الدقيقة / الصخر الزيتي **oil shale**، يكون العدد الإجمالي لأشعة جاما في الحجر الرملي أعلى منه في الصخر الزيتي. يوضح مطياف أشعة جاما أن نسبة الثوريوم أعلى بكثير في **oil shale** منها في الحجر الرملي. ماذا تعني هذه الملاحظات؟

الحجر الرملي غني بالبوتاسيوم في المايكا، مما يمنحه عدداً كبيراً، ولكن هناك الكثير من الثوريوم في المعادن الفتاتية، في الصخر الزيتي مقارنة بالحجر الرملي.



12 ما هي مزايا وعيوب المسح الجوي بأشعة جاما مقارنة بالمسح الأرضي؟

تغطي المسوحات المحمولة جواً مساحات أكبر بكثير، وبسرعة ولكن فقط إذا كان النشاط مرتفعاً إلى حد ما، فإن الدقة تكون أقل.



13 لماذا يعتبر الرادون أكثر خطورة على الصحة من معظم العناصر التي تتكون في سلسلة الاضمحلال؟

نظراً لأنه غاز وخامل أيضاً، فهو حر في التسرب عبر الأرض أو حمله بالماء إلى حيث يمكن استنشاقه.



14 عند فحص عينة صخرية وجد أن كمية اليورانيوم 235 تعادل (3.125) جم وكمية الرصاص 207 تعادل 96.875 جم، مع العلم بأن نصف العمر لليورانيوم 235 يساوي 704 مليون سنة احسب كم عمر الصخر؟

بجمع كمية العنصر المشع (اليورانيوم) والعنصر المستقر الرصاص نحصل على كمية تعادل 100 جم بمرور الزمن وبعد نصف العمر الأول تتحلل نصف عدد ذرات العنصر المشع وبعد نصف العمر الثاني يكون نصف الباقي أي يتبقى ربع النظير المشع وهكذا وبعد نصف العمر الخامس يتبقى (3,125 جم) من العنصر المشع وبحساب الكمية نجد أن دورات نصف العمر عددها خمس دورات. يكون عمر الصخر = (704) (5) = 3520 مليون سنة.





إذا كانت نسب البوتاسيوم والأرجون على النحو التالي :
 $^{40}\text{Ar}^* = 0.3305 \text{ ppm}$ $K = 8.378\%$,
 احسب نسبة $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$

15

$$0.3305 \times 39.098304 \times A /$$

$$8.378 \times 104 \times 0.0001167 \times 39.9623 \times A$$

$$= 0.03307$$

عدد اوفوجادرو $A = \text{Avogadro's number} = 6.02 \times 10^{23}$

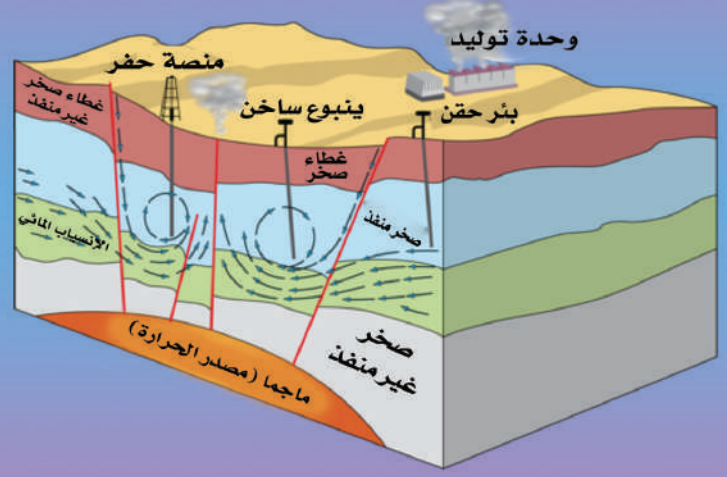
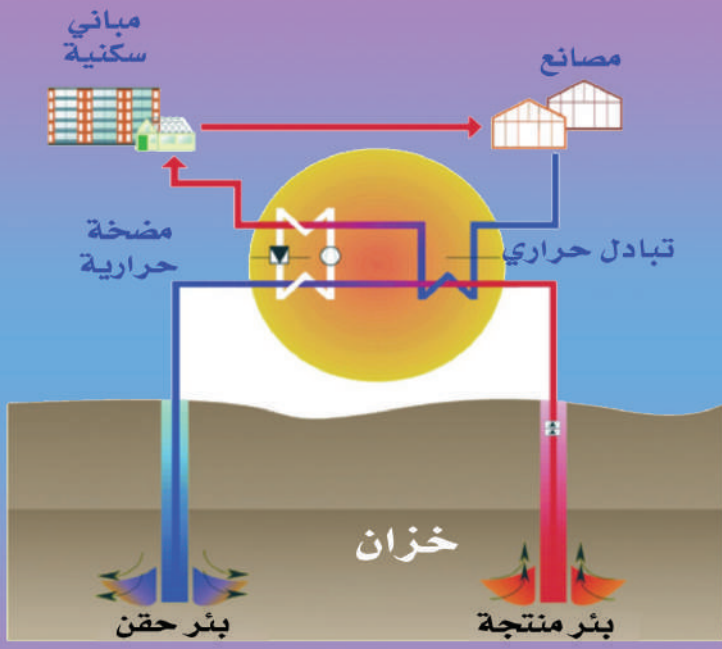
الوزن الذري للبوتاسيوم 39.098304

الوزن الذري لـ ^{40}Ar 39.9623

$$T = 1 / 5.543 \times 10^{-10} \ln \{ (0.03307 \times 5.543 / 0.581) + 1 \}$$

$$T = 494.7 \text{ Ma (mega anna)}$$





الفصل التاسع

الطرق الجيوحرارية Geothermal Methods

مقدمة

تخزن الأرض في جوفها كميات هائلة من الطاقة الحرارية منذ مئات ملايين السنين. من المعروف أن درجة حرارة الكرة الأرضية ترتفع كلما انتقلنا إلى الأسفل. فالقشرة الأرضية التي يتراوح سمكها ما بين 5 و50 كيلومتراً تتراوح درجة الحرارة في أعماقها ما بين 500 و1000 درجة مئوية ومنطقة الوشاح التي تلي القشرة الأرضية والتي تمتد إلى عمق 2900 كيلومتر تقريباً تبلغ درجة حرارتها نحو 2500 درجة مئوية. أما طبقة اللب الخارجي فتتكوّن من حديد ونيكل في حالة سائلة وتمتد من عمق 2900 كم إلى 5100 كم وتبلغ درجة حرارتها



حوالي 3900 درجة مئوية يليها طبقة اللب الداخلي والتي تمتد من عمق 5100 الى مركز الأرض عند عمق 6371 كم وتتكون من مواد منصهرة يدخل في تركيبها الحديد عند درجات حرارة مرتفعة جداً تبلغ نحو 6000 درجة مئوية . تنتقل الحرارة من الطبقات الداخلية إلى الطبقات الخارجية وحتى تصل إلى القشرة الأرضية ثم إلى الغلاف الغازي للأرض. إلا أن الكميات من الحرارة المنطلقة نحو الجو تكون قليلة.

يزداد التوجه عالمياً نحو استخدام مصادر طاقة متجددة كبديل للوقود الأحفوري الذي يتسبب بأضرار بيئية عديدة منها الاحتباس الحراري وما ينجم عنه من تغير مناخي. كذلك، فقد أدت الحاجة المتزايدة للطاقة المواكبة للتطور التقني المتسارع إلى البحث عن مصادر طاقة بديلة غير تقليدية ومتجددة. ونتيجة لذلك، ازدادت في العقود القليلة الماضية عمليات البحث عن مصادر طاقة متجددة مثل طاقة الرياح والطاقة الشمسية والطاقة المائية والطاقة الحيوية والطاقة الحرارية الأرضية وغيرها.

تعطي الطرق الجيولوجية والجيوفيزيائية (السيزمية والجاذبية والمغناطيسية) معلومات مهمة عن شكل وحجم وعمق وبعض الخصائص الهامة للتراكيب الجيولوجية والتي لها تأثير مباشر على امكانية تكوين وتواجد الخزان الحامل للمياه الساخنة ولكنها لا تعطي دليلاً مباشراً على أن هذا التركيب الجيولوجي يحتوي على الماء الساخن والذي هو الهدف الأساسي للاستكشاف الجيوفيزيائي للطاقة الجيوحرارية. وهذا الهدف يمكن تحقيقه بواسطة الطرق الكهربائية والكهرومغناطيسية والتي تلعب دوراً مهماً في تحديد تواجد المياه الساخنة في التراكيب الجيولوجية تحت سطحية .

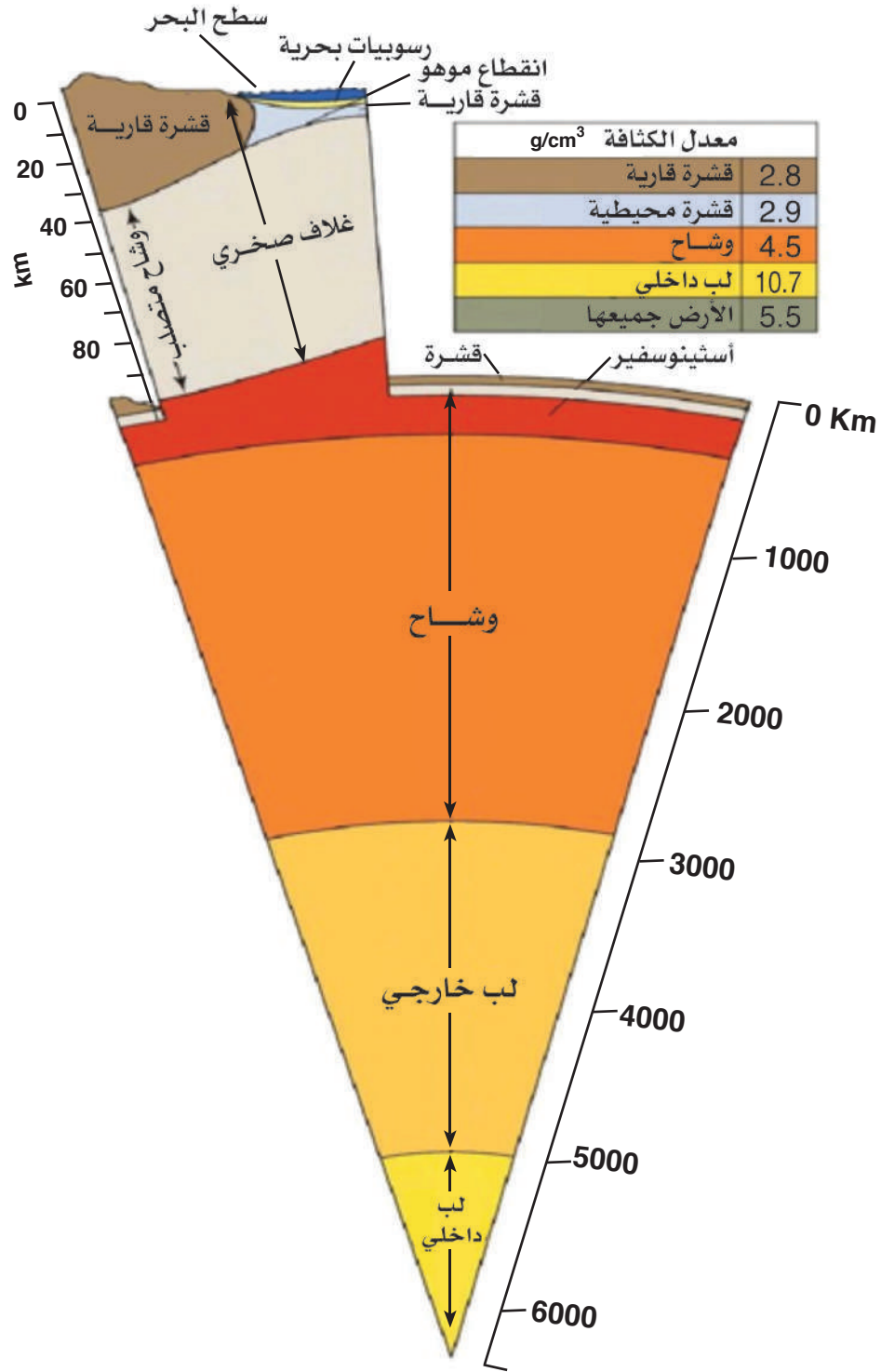
في هذا الفصل، نتعرف على أحد أهم مصادر الطاقة المتجددة وهي الطاقة الحرارية الأرضية؛ وذلك من خلال التعرف على المجال الحراري للأرض ومصدره وانتقال الحرارة والخصائص الحرارية للصخور. كما نتناول الخصائص الجيولوجية لخزان الحرارة الجوفية الأرضية وطرق استكشافه الجيولوجية والجيوفيزيائية والجيوكيميائية. كذلك نستعرض استخدامات الطاقة الحرارية المباشرة، مثل التكييف والتبريد، وتوليد الطاقة الكهربائية والأنظمة المستخدمة لذلك.

1.9 المجال الحراري للأرض والخصائص الحرارية للصخور

تتكوّن البنية الداخلية للأرض من ثلاثة أجزاء رئيسية (الشكل 1.9)، وهي:

- القشرة الأرضية (Crust) وتمثّل الطبقة التي نعيش عليها وتحتوي على الغلاف الصخري للأرض. وتنقسم القشرة إلى قشرة قارية تتكوّن من صخور فلسية (felsic rocks) ويتراوح سمكها من 5-70 كم، وقشرة محيطية تتكوّن من صخور مافية (mafic rocks) ويتراوح سمكها من 5-6 كم؛
- الوشاح (Mantle): يقع أسفل القشرة الأرضية ويعد الجزء الأكثر سماكة من الأرض حيث يصل سمكه إلى 2900 كم ويشكّل ما يقارب 85% من حجم الأرض. ويتميز الجزء الخارجي منه بأنه لزج بينما يكون الجزء الداخلي صلباً؛
- اللبّ (Core): يقع اللبّ تحت الوشاح ويتكوّن من طبقتين؛ طبقة خارجية سائلة (النواة الخارجية) من الحديد والنيكل تحيط باللبّ الداخلي الصلب للأرض (النواة الداخلية). وتصل درجة الحرارة في لبّ الأرض إلى 4000 درجة مئوية، والضغط إلى ما يقارب 360000 ميغابار.





الشكل 1.9 : البنية الداخلية للأرض

وتدل العديد من الظواهر الطبيعية على وجود درجات حرارة مرتفعة في باطن الأرض؛ ومن تلك الظواهر البراكين التي يصاحبها اندفاع الحمم المنصهرة ذات الحرارة العالية، وينابيع المياه الحارة والفتواتر. كما يمكن أن يستشعر هذه الحرارة العاملون في المناجم، وتلاحظ كذلك في عمليات حفر الآبار العميقة لأغراض التنقيب عن النفط.

وتقدر كمية الحرارة المخزنة في جوف الأرض بما يقارب 12.6×10^{24} ميغا جول، وهذه الكمية الهائلة تجعل من الطاقة الحرارية الأرضية مصدرا من مصادر الطاقة المتجددة. وترتبط حرارة جوف الأرض بعدة مصادر لها؛ فقد اكتسبت الأرض هذه الحرارة أثناء نشأتها ضمن النظام الشمسي وتشكل ما نسبته 30% من حرارة الأرض المخزنة. ويضاف إلى ذلك، الحرارة المكتسبة من اضمحلال العناصر المشعة طبيعيا كاليورانيوم والثوريوم والبوتاسيوم والتي تنتشر في تركيب القشرة الأرضية وفي الجزء العلوي من الوشاح. وتشكل هذه الحرارة ما يقارب 70% من الحرارة الكلية المخزنة في جوف الأرض (الجدول 1.9).

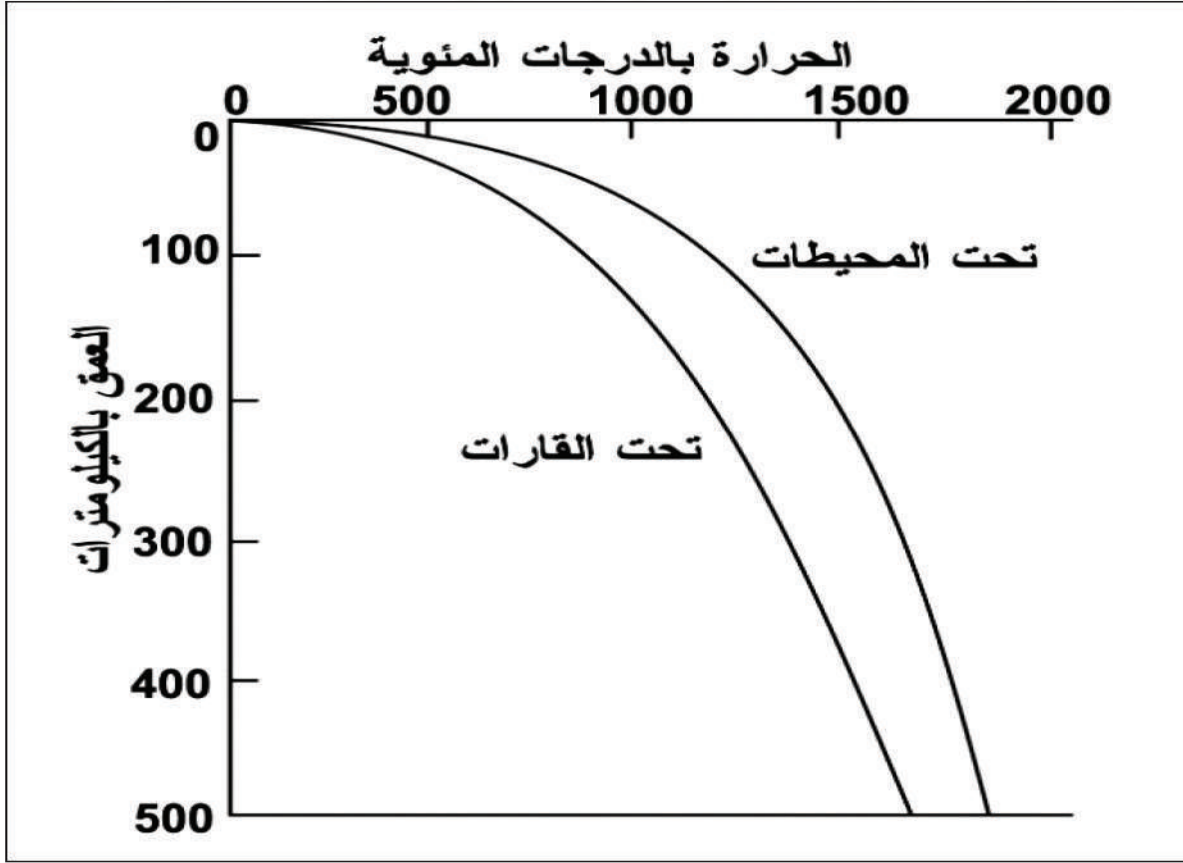
الجدول 1.9 : كمية الحرارة الناتجة من اضمحلال العناصر المشعة طبيعيا.

النظير	الحرارة الناتجة (واط/كيلوجرام للنظير)	عمر النصف (سنوات)	معدل التركيز في الوشاح (كجم نظائر/كيلوجرام من الوشاح)	الحرارة الناتجة (واط/ كيلوجرام من الوشاح)
U^{238}	9.46×10^{-5}	4.47×10^9	30.8×10^{-9}	2.91×10^{-12}
U^{235}	5.69×10^{-4}	7.04×10^8	0.22×10^{-9}	1.25×10^{-13}
Th^{232}	2.64×10^{-5}	1.40×10^{10}	124×10^{-9}	3.27×10^{-12}
K^{40}	2.92×10^{-5}	1.25×10^9	36.9×10^{-9}	1.08×10^{-12}

بيّنت الدراسات الجيولوجية أن درجة الحرارة للقشرة الأرضية تزداد كلما انتقلنا نحو الأسفل وبمعدل يبلغ ثلاث درجات مئوية لكل مائة متر تقريبا، حسب قياسات كثيرة أجريت



في عدد من المناطق على سطح الأرض. إلا أنه في المناطق الزلزالية والبركانية فإن ازدياد معدلات درجات الحرارة في القشرة الأرضية يكون بدرجة أكبر. أما أسباب ارتفاع درجة الحرارة لطبقات الأرض، فيعزى إلى عدة أسباب، فلب الأرض منصهر يحتوي على كثير من الطاقة الحرارية التي تتدفق نحو الطبقات الأعلى. كما أن قوى الجاذبية واحتكاك طبقات الأرض ببعضها بعضاً ينتج عنه ارتفاع كبير في درجة حرارة تلك الصخور والمياه الموجودة فيها. كذلك فإن تحلل المواد المشعة الموجودة في باطن الأرض يتسبب في ارتفاع درجة حرارة جوف الأرض، كانهلال الراديوم واليورانيوم والثوريوم والبوتاسيوم وغيرها من العناصر ذات النشاط الإشعاعي. وهذا ما يجعل جانباً كبيراً من الطاقة الحرارية للأرض يتجدد بفعل النشاط الإشعاعي الطبيعي وقوة الجاذبية والاحتكاك. عموماً ترتفع درجة حرارة القشرة مع العمق بسبب تدفق الحرارة من الوشاح الأكثر سخونة؛ بعيداً عن حدود الصفائح التكتونية، ترتفع درجة الحرارة بحوالي 25-30 درجة مئوية / كم من العمق بالقرب من السطح في معظم أنحاء العالم وهذا ما يعرف بالتدرج الحراري الأرضي (Geothermal Gradient). ويبيّن (الشكل 2.9) التدرج الحراري تحت اليابسة وتحت المحيطات. ومع ذلك، في بعض الحالات، قد تنخفض درجة الحرارة مع زيادة العمق، خاصة بالقرب من السطح، وهي ظاهرة تُعرف بالتدرج الحراري الأرضي العكسي أو السلبي.



الشكل 2.9: التدرج الحراري في باطن الأرض.

ويؤدي ازدياد درجة حرارة باطن الأرض مع العمق إلى وصول الصخور إلى درجة الانصهار عند أعماق قليلة نسبياً، وتصبح درجات حرارتها عند أعماق أكبر أعلى بكثير من درجات انصهارها. إلا إن خضوعها لضغط كبير جداً يحافظ على هذه الصخور في حالة صلبة. وتبدأ الصخور بالانصهار الجزئي عند انخفاض الضغط عليها؛ مثلاً عند اقترابها من سطح الأرض أو عند حدوث صدوع عميقة.

ونتيجة لوجود فرق في درجة الحرارة بين المناطق العميقة للأرض، ذات الحرارة المرتفعة، والمناطق الأقل عمقا، ذات الحرارة الأقل، تنشأ تيارات حرارية تنتقل من مركز الأرض باتجاه قشرتها؛ وهو ما يعرف بالتدفق الحراري (Heat Flow). وتنتقل الحرارة الأرضية من منطقة إلى أخرى في باطن الأرض بطريقتين رئيسيتين:



(1) التوصيل الحراري بواسطة الصخور.

(2) النقل بواسطة حركة الموائع مثل المياه الجوفية والغازات (Advection).

تم تقدير التدفق الكلي للحرارة من الأرض (التوصيل ، الحمل الحراري والإشعاع) إلى الغلاف الجوي ب $10^{12} \times 42$ واط، يأتي من القشرة $10^{12} \times 8$ وات ، والتي تمثل 2% من حجم الأرض. يأتي $10^{12} \times 32.3$ واط من الوشاح ، والتي تمثل 82% من إجمالي حجم الأرض و $10^{12} \times 1.7$ وات تأتي من النواة والتي تمثل 16% من حجم الأرض. أما معدل تبريد الأرض تقريبا هو $10^{12} \times 10.3$ واط.

يمكن حساب التدفق الحراري، q ، بطريقة التوصيل باستخدام قانون فوريير (معادلة 1)؛ وينص القانون على تناسب التدفق الحراري (واط لكل وحدة مساحة) خطيا مع التدرج الحراري، ΔT ، بين مناطق مختلفة من النظام الجيولوجي، مع ثابت تناسب تمثله الموصلية الحرارية للصخر، λ (جول / ثانية. متر. كلفن).

$$q = -\lambda \Delta T \quad (1)$$

وتعبّر الموصلية الحرارية، λ ، عن قدرة الصخور على توصيل الحرارة، وتتفاوت قيمها بمقدار كبير بين أنواع الصخور المختلفة (الجدول 2.9). فالموصلية الحرارية لصخور القاعدة المتبلورة مثل صخور الجرانيت والنايس تزيد بمقدار 2-3 مرات على الموصلية الحرارية للرسوبيات غير المتماسكة مثل الرمل والحصى. كما تتفاوت الموصلية الحرارية للصخر الواحد نتيجة التغير في تركيب الصخر واختلاف درجات تماسك حبيباته وتباين خواصه (Anisotropy).

الجدول 2.9 : الموصلية الحرارية والحرارة النوعية لبعض أنواع الصخور.

الصخر	الموصلية الحرارية (جول/ثانية. متر. كلفن)	الحرارة النوعية (كيلو جول/كغم.كلفن)
رمل جاف	0.3–0.8	0.50–0.59
رمل رطب	1.7–5.0	0.85–1.90
الحجر الجيري	2.5–4.0	0.80–1.00
الدولومايت	1.6–5.5	0.92–1.06
الحجر الرملي	1.3–5.1	0.82–1.00
الجرانيت	2.1–4.1	0.75–1.22
النايس	1.9–4.0	0.75–0.90
البازلت	1.3–2.3	0.72–1.00

يعتبر الغلاف الصخري للقشرة الأرضية موصلاً حرارياً، حيث تتفاوت موصليته الحرارية نتيجة وجود غلاف صخري قاري وآخر محيطي للقشرة. وتنشأ القشرة المحيطية عند مراكز توسع حيد منتصف المحيط (Mid-Ocean Ridge) بفعل اندفاع صخور الوشاح المنصهرة. ثم تبرد القشرة المحيطية بعد ذلك وتصبح أكثر كثافة وتعود للوشاح. وعلى خلاف ذلك، فإن القشرة القارية لا تعود للوشاح نظراً لانخفاض كثافة مكوناتها حتى بعد أن تبرد.

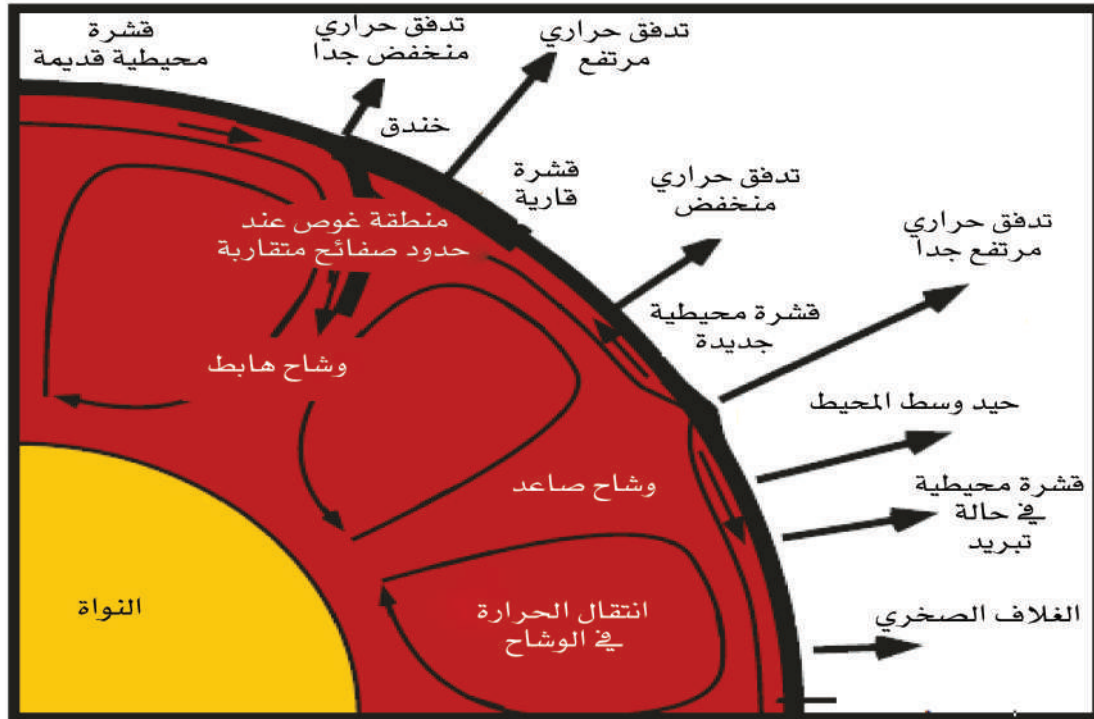
ويستنتج مما تقدّم أن التوزيع المكاني للحرارة السطحية للأرض ناتج بشكل أساسي عن عمليات الحمل الحراري التي تتم في الوشاح، والعمليات المرتبطة بتكتونية الصفائح. ويبلغ متوسط التدفق الحراري في المناطق القارية 65 ملي واط/م²، في حين تصل قيمتها في المناطق المحيطية إلى 101 واط/م² وبمعدل 87 واط/م². كما تسجّل قيماً محلية للتدفق الحراري تصل إلى مئات أو آلاف الملي واط للمتر المربع (مثل منطقة لارداريللو في إيطاليا).



2.9 جيولوجية خزان الحرارة الجوفي الأرضي

تنقسم القشرة الأرضية إلى حوالي عشرين صفيحة تكتونية تطفو فوق الصهارة في منطقة الوشاح، وفقا لنظرية الصفائح التكتونية. ويرتبط توزيع مناطق الطاقة الحرارية الأرضية حول العالم ارتباطا وثيقا بالصفائح التكتونية؛ حيث تتواجد مصادر الطاقة الحرارية الأرضية ذات درجات الحرارة العالية عند أطراف هذه الصفائح ومن أشهرها المنطقة التي تعرف بـ «حلقة النار أو الحزام الناري».

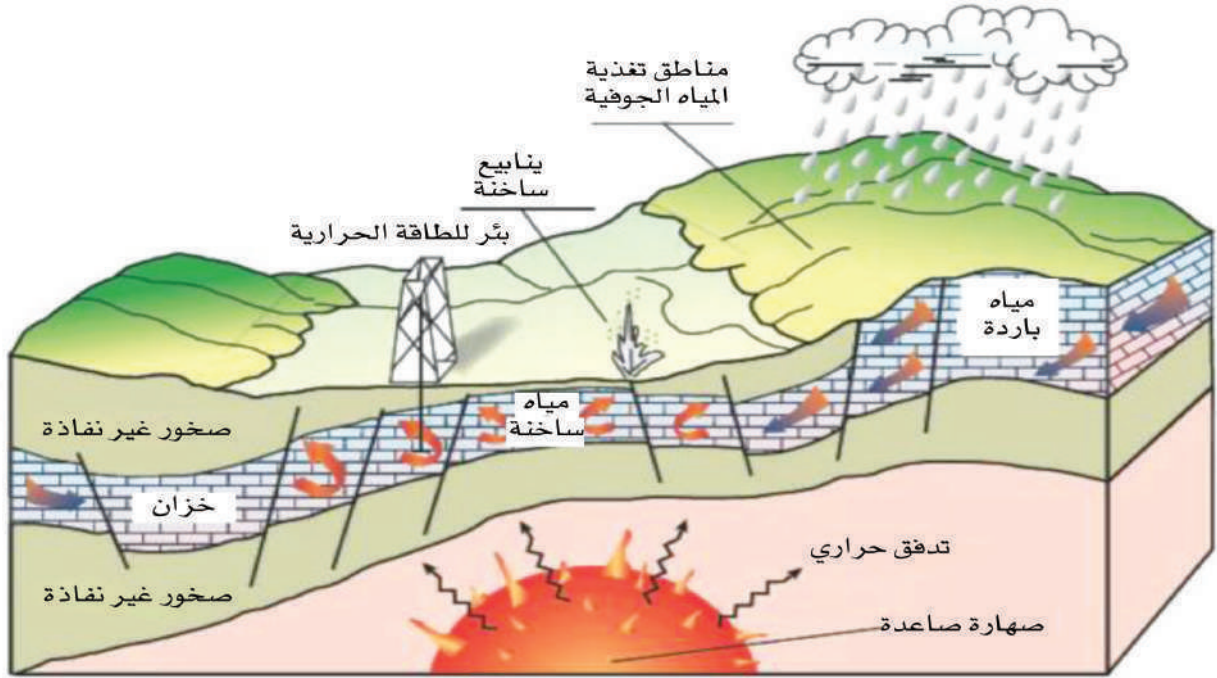
ويتسبب تكسر الصفائح التكتونية بحدوث انفتاح في القشرة الأرضية تصعد منه الصهارة من الوشاح مقتربة من السطح (مثل ذلك الانفتاح الحاصل في البحر الأحمر). أما في حالات التصادم بين الصفائح التكتونية، فتتشكل أقواس الجزر مثل الأرخبيل الياباني في حالة تصادم صفائح محيطية، بينما تتكوّن الجبال في حالة وجود صفيحة محيطية وأخرى قارية مثل جبال الأنديز. كذلك تتكوّن سلاسل جبلية مثل جبال الألب وجبال الهيمالايا إذا كانت الصفائح المتصادمة قارية (الشكل 3.9).



الشكل 3.9: تعمل تيارات الحمل الحراري في طبقة الوشاح اللزجة على تحريك الصفائح التكتونية وتتحكم بتوزيع التدفق الحراري الأرضي

يتكوّن نظام تخزين الحرارة الجوفية الأرضية من ثلاثة مكونات رئيسية (الشكل 4.9):

- مصدر حراري: قد يكون مصدر الحرارة صهارة (ماغما) صاعدة ذات درجة حرارة تزيد على 600 درجة مئوية تصل لعمق قريب نسبيا (من 5-10 كم). كما يمكن أن يكون المصدر الحراري حرارة الأرض القريبة من السطح وهي منخفضة نسبيا.
- صخور ساخنة ذات نفاذية عالية تسمح للمياه بالحركة عبرها لنقل الحرارة. وتكون صخور الخزّان مغلقة بصخور غير نفاذة ومتصلة بمناطق سطحية تعمل على إعادة شحن الخزّان بالمياه بطريقة طبيعية لتعويض الفاقد منها.
- سائل لنقل الحرارة: تمثّل المياه في معظم الحالات السائل الحراري في خزّان المياه الجوفية وتكون في الحالة السائلة أو الغازية، وفقا لدرجة حرارتها ومقدار الضغط الخاضعة له. وقد يصاحب حركة المياه الناقلة للحرارة انتقال مواد كيميائية وغازات مثل ثاني أكسيد الكربون (CO_2) وكبريتيد الهيدروجين (H_2S) وغيرها.



الشكل 4.9 : مكونات نظام خزّان الحرارة الجوفية الأرضية.



3.9 قياس الخصائص الحرارية للصخور

يعتمد تحديد كمية التدفق الحراري، q ، المنتقلة عموديا بالتوصيل المعادلة (1) على الموصلية الحرارية للصخر، λ ، والتدرج الحراري، ΔT . وفيما يلي وصف لأبرز الطرق المستخدمة في قياس هذه الخصائص.

قياس الموصلية الحرارية: تقاس الموصلية الحرارية للصخر في الحقل أو في المعمل، وتختلف طريقة قياسها باختلاف صلابة الصخر وذلك نتيجة ما يعرف بمقاومة التلامس (Contact resistance) بين العينة ومستشعر قياس الحرارة. في حالة الصخور غير الصلبة، يجري إدخال مستشعر رقيق داخل العينة الصخرية، وهو عبارة عن إبرة معدنية يتم تسخينه إلى درجة حرارة معروفة من خلال مقاومة حرارية موجودة داخله. ويمكن اعتبار المستشعر، في هذه الحالة، مصدرا خطيا للحرارة في وسط لانهائي وبذلك تتحقق المعادلة (2) الخطية:

$$T = (Q/2\pi \lambda) \ln t + C \quad (2)$$

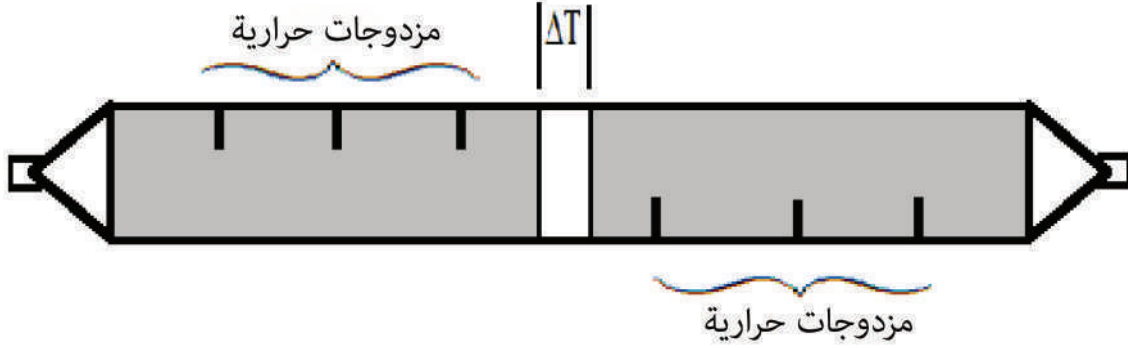
حيث تمثل T درجة الحرارة المسجلة بعد مرور فترة زمنية t ، و Q كمية الحرارة المنبعثة والتي يتم قياسها لكل وحدة طول ووحدة زمن، و C ثابت المعادلة الخطية. ويستخدم ميل الخط المستقيم (Slope) في المعادلة (2) لحساب الموصلية الحرارية للعينة، λ ، بعد رسم العلاقة الخطية بين الزمن ودرجة الحرارة عند فترات زمنية متزايدة؛ أي أن المعادلة (2):

$$\lambda = Q/2\pi * \text{slope} \quad (3)$$

توجد طرق عديدة لقياس الموصلية الحرارية للصخور الصلبة؛ ومنها استخدام جهاز قياس يتكون من قضيبين معدنيين اسطوانيين من النحاس ويبلغ طوله بضع سنتيمترات ومثبت عليه مزدوجات حرارية على مسافات محددة (الشكل 5.9). يتم إدخال العينة الصخرية بين الاسطوانتين وتسخين أحد الطرفين فيما يتم تبريد الطرف الآخر. عند نقطة التوازن الحراري، يمكن حساب الموصلية الحرارية، λ ، للعينة الصخرية الصلبة باستخدام المعادلة (4):

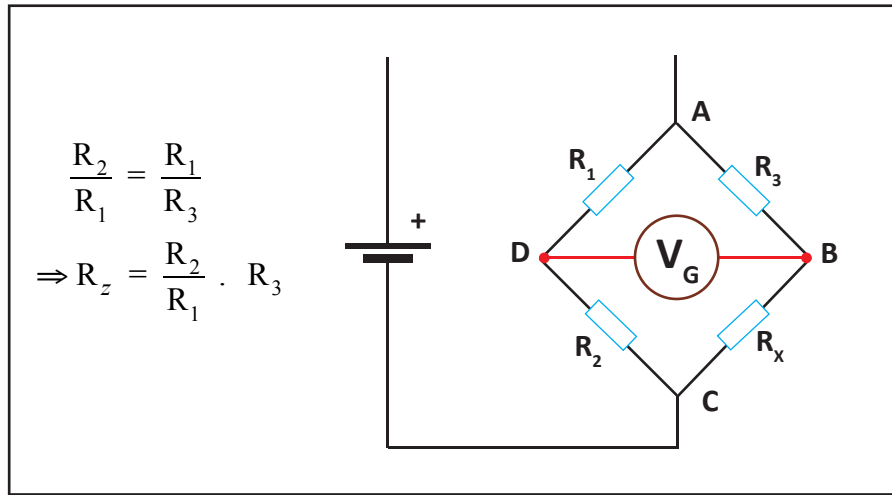
$$\lambda (\Delta T / D) = Kr (dT / dx) \quad (4)$$

حيث تمثل ΔT الفرق في درجة الحرارة بين طرفي العينة، و D سمك العينة الصخرية، و Kr الموصلية الحرارية للقضيب الاسطواني، و dT/dx التدرج الحراري للقضيب الاسطواني.



الشكل 5.9: مخطط توضيحي للجهاز المستخدم في قياس الموصلية الحرارية للصخور الصلبة.

قياس التدرج الحراري: يجري قياس التدرج الحراري داخل البئر من خلال إنزال مقاومات حرارية على مسافة تقارب 20 متر بينها، وتكون المقاومات متصلة بقنطرة واطستون التي تستخدم لقياس قيمة المقاومة الحرارية المجهولة، R_x ، (الشكل 6.9). ويمكن قياس درجة الحرارة بدقة تصل إلى 0.01 درجة مئوية.



الشكل 6.9: استخدام قنطرة واطستون لحساب قيمة مقاومة حرارية مجهولة، R_x



4.9 أنواع خزانات الحرارة الجوفية الأرضية

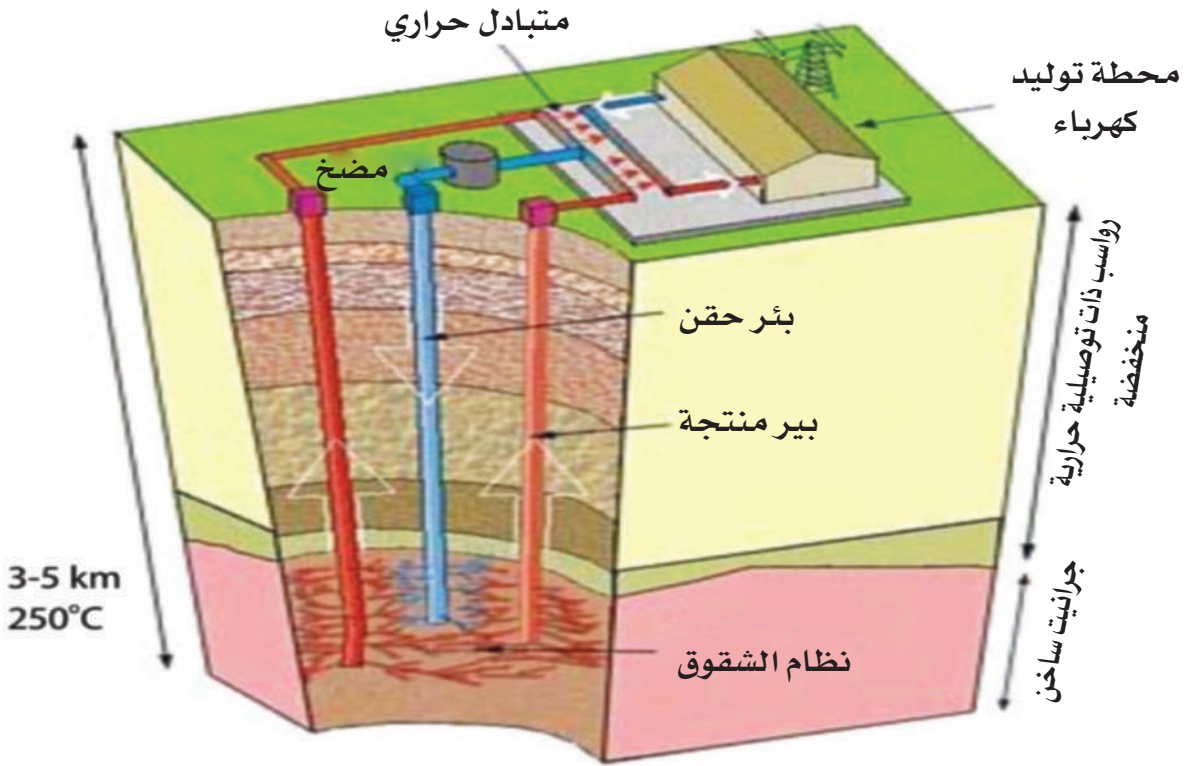
تصنّف خزانات الحرارة الجوفية الأرضية من حيث درجة حرارتها إلى ثلاثة أصناف: (1) ذات الحرارة المنخفضة والتي تقل درجة الحرارة لها عن 100 درجة مئوية، و (2) ذات الحرارة المتوسطة من 100-150 درجة مئوية، و (3) ذات الحرارة المرتفعة والتي تزيد حرارتها عن 150 درجة مئوية. كما تصنّف حسب حالة الماء (سائل أم بخار) فيها إلى ثلاثة أنواع، وهي: خزانات المياه الدافئة التي تقل حرارتها عن 100 درجة مئوية؛ خزانات المياه الحارة التي تكون فيها المياه في الحالة السائلة ودرجة حرارتها تتراوح بين 100-250 درجة مئوية؛ وخزانات البخار التي يكون فيها الماء في الحالة الغازية.

وتصنّف الخزانات الحرارية إلى ثلاثة أنواع وفقا لنوع المصدر الحراري فيها؛ وهي:

- الخزان الحرماي (Hydrothermal): يحتوي الخزان الحرماي على مياه و/أو بخار داخل صخور مسامية أو متشققة يعلوها طبقة صخرية غير نفاذة. يمكن استغلال الطاقة الحرارية لهذا الخزان في استخدامات مباشرة مثل أغراض تدفئة المباني والبيوت الزجاجية، كما يمكن استخدامها لإنتاج الطاقة الكهربائية ويشترط لذلك أن تزيد درجة حرارة المياه عن 130 درجة مئوية.
- الخزان المضغوط: يتكون من طبقة صخرية نفاذة حاملة لمياه مالحة وتقع تحت ضغط كبير، وتكون درجة حرارته متوسطة. كما يحتوي على تركيزات كبيرة من المعادن الذائبة وغاز الميثان. ويمكن استغلال هذه المعادن اقتصاديا في عملية مصاحبة لاستغلال الطاقة الحرارية الكامنة فيه.
- خزان الصخور الساخنة الجافة: يتكون من صخور ساخنة وجافة غير نفاذة ويتواجد على أعماق يمكن الوصول إليها (أقل من 3 كم). وللممكن من استغلال الطاقة الحرارية التي تمتلكها هذه الصخور، يجب أن تكون الصخور الساخنة مكسرة، وأن يتوفر مصدر مياه دوراني للضخ في الخزان. ويتم تسخين المياه بالتوصيل عند مرورها في شقوق الصخر لتصبح سوائل حرمايية.

وتعرف هذه التقنية التي تستغل الطاقة الحرارية للصخور الساخنة الجافة بنظام الطاقة الحرارية الأرضية المحسّن (Enhanced Geothermal System; EGS) (الشكل 7.9).

- الماغما: صخور مصهورة جزئيا وهي المصدر الأكبر للحرارة الأرضية وتوجد على أعماق تتراوح بين 3-10 كم. ونظرا للعمق الكبير الذي تتواجد فيه الماغما ودرجة حرارتها المرتفعة جدا، والتي تتراوح بين 700 – 1200 درجة حرارة مئوية، فإنه يصعب استغلالها.



الشكل 7.9 : نظام الطاقة الحرارية الأرضية المحسّن (EGS) لإنتاج الطاقة الكهربائية من خزان الصخور الساخنة الجافة.



5.9 طرق استكشاف الخزانات الجيوحرارية

تهدف عمليات المسح الحراري الأرضي تحديد المناطق التي يتواجد فيها خزان الحرارة الجوفية، ونمذجته لتحديد خواصه الفيزيائية والكيميائية والجيولوجية، وتحديد أماكن حفر الآبار لاستغلال الطاقة الحرارية لأغراض مختلفة من أهمها توليد الطاقة الحرارية. ومن أهم خصائص الخزان التي تسعى عمليات المسح تحديدها: درجة حرارة الخزان، وحجمه، ونفاذيته. وللحصول على المعلومات الخاصة بالخزان الحراري الأرضي تستخدم مجموعة من طرق الاستكشاف بطريقة تكاملية؛ وتشمل الطرق الجيولوجية، والطرق الجيوكيميائية، والطرق الجيوفيزيائية.

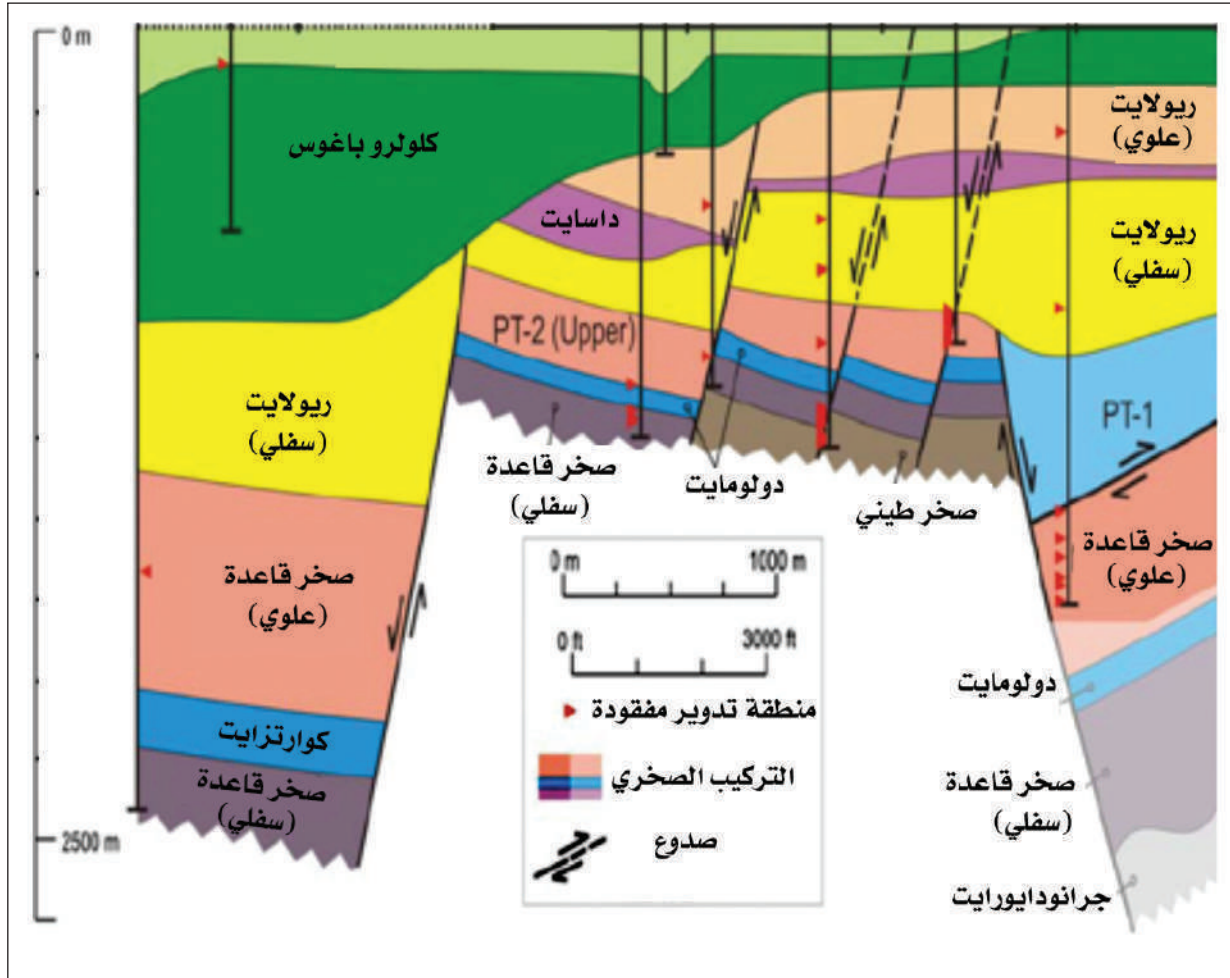
الطرق الجيولوجية: من أبرز الأهداف التي تسعى الطرق الجيولوجية الى تحقيقها :

1. تحديد مصدر الحرارة: قد يرتبط مصدر الحرارة في المنطقة بنشاط بركاني نشط أو بتدفق حراري إقليمي مرتفع. ويشير وجود النشاط البركاني الفلسي (الصخور غنية بالمعادن فاتحة اللون) أن مصدر الحرارة حجات صهير على عمق قليل نسبيا. أما النشاط البركاني المائي (الصخور غنية بالمعادن غامقة اللون) فيشير إلى أن مصدر الحرارة حجات صهارة تقع على عمق كبير مما يجعل الاستفادة منها عملية معقدة. وبشكل عام، فإن الصخور النارية المستهدفة كمصدر حراري تعود لعصر المايوسين (12 مليون سنة) أو أحدث، حيث من المرجح أن تكون هذه الصخور مرتبطة بحجات صهارة ما زالت تحتفظ بكميات كبيرة من الحرارة.

2. دراسة المعالم الحرارية السطحية: حيث يعد وجود معالم مثل الينابيع الحارة مؤشر مباشر على وجود مصدر للحرارة الأرضية في المنطقة. كذلك، يمكن الاستدلال على وجود مصدر حراري إذا وجدت بعض العناصر التي تعمل السوائل الحرمائية لترسيبها، مثل الكبريت والزنابق والذهب والفضة، مما يتطلب مسحها جيولوجيا وإعداد خرائط لمواقع امتدادها.

3. تحديد التراكيب الجيولوجية الكبيرة مثل الصدوع الأخدودية (Grabens) أو غيرها من تراكيب ينتج عنها ترقق في القشرة الأرضية أو تنتج عنه.

وتستخدم المعلومات الجيولوجية السطحية التي يتم تجميعها إضافة لمعلومات الآبار في رسم مقاطع جيولوجية تظهر التتابع الطبقي والتركيب الجيولوجية تحت السطحية مثل الصدوع، والتي لها أهمية كبيرة في تحديد مسارات واتجاهات انتقال السوائل الحرمائية (الشكل 8.9).



الشكل 8.9: مقطع جيولوجي يظهر التتابع الطبقي والصدوع التي تشكل مسارات للتدفق الحراري (Lutz et al., 2009).

الطرق الجيوكيميائية: تعتمد الدراسات الكيميائية على إجراء تحاليل كيميائية لعينات يتم جمعها من السوائل المتدفقة والتربة لغرض التعرف على خصائص خزّان الحرارة الأرضية. وعلى وجه التحديد:

1. التحليل الكيميائي لعينات من السوائل والغازات للمعالم الدالة على وجود خزّان حراري. ويتم تحديد خصائص مثل درجة الحرارة، والموصلية الكهربائية، ودرجة الحموضة، ومعدّل تدفق السوائل.

2. التحليل الكيميائي لعينات من التربة. تحتوي أنظمة الخزانات الحرارية على غاز ثاني أكسيد الكربون (CO_2) ومستويات مرتفعة من الزئبق (Hg)، لذلك تجرى عمليات مسح لتراكيزها في التربة للاستدلال على وجود خزّان حراري.

الطرق الجيوفيزيائية: تقوم الطرق الجيوفيزيائية بدور رئيسي في استكشاف خزانات الحرارة الأرضية؛ وتكمن أهميتها في قدرتها على تحديد الخصائص الفيزيائية للتكاوين الجيولوجية بطريقة غير مباشرة عبر إجراء قياسات على سطح الأرض. كما تتميز الطرق الجيوفيزيائية، مقارنة بعمليات الحفر، بتوفير الكثير من الجهد والوقت والمال عند إجراء مسح لمساحات كبيرة. وتعتمد كل طريقة جيوفيزيائية على قياس التباين في خاصية فيزيائية للطبقات التي تجري دراستها؛

وعادة ما يتم التمييز بين الطرق الجيوفيزيائية المباشرة والطرق غير المباشرة أو الهيكلية. الطرق المباشرة تعطي معلومات عن المعاملات التي تتأثر بالنشاط الحراري الأرضي، بينما تعطي الطرق الهيكلية أو الغير مباشرة معلومات عن المعاملات الجيولوجية التي قد تكشف عن الهياكل أو الأجسام الجيولوجية المهمة لفهم نظام الطاقة الحرارية الأرضية. المباشرة تشمل الطرق الحرارية والطرق الكهربائية (المقاومية) والجهد الذاتي (SP)، بينما تشمل الطرق التراكيب غير المباشرة القياسات المغناطيسية وقياسات الجاذبية والطرق الزلزالية النشطة والرصد السلبي للزلازل.

التفسير الجيوفيزيائي في مجالات الطاقة الحرارية الأرضية معقد بسبب عاملين:

أولاً : هناك مجموعة كبيرة ومتنوعة من أنواع الصخور التي يمكن أن توجد فيها أنظمة حرارية أرضية مختلفة.

ثانياً : غالباً ما تكون التراكيب الجيولوجية في أنظمة الطاقة الحرارية الأرضية معقدة للغاية، وقد لا تحدد البنية الجيولوجية الموقع أو الجدوى الاقتصادية لحقل الطاقة الحرارية الأرضية. وبالتالي ، فإن استراتيجية الاستكشاف للطاقة الحرارية الأرضية تختلف عن تلك الخاصة بالحقول البترولية وهي أكثر تشابهاً مع التنقيب عن المعادن وفيما يلي استعراض لأهم الطرق الجيوفيزيائية المستخدمة في استكشاف الخزانات الحرارية الأرضية.

1. طرق الجاذبية والمغناطيسية

تساهم طرق الجاذبية والمغناطيسية بشكل غير مباشر في استكشاف مصادر الحرارة الأرضية وذلك من خلال تحديد التراكيب الجيولوجية والتتابع الطبقي وعمق صخور القاعدة في المنطقة المستهدفة. ويتم ذلك من خلال تحديد التباين في كثافة الصخور (طريقة الجاذبية) وفي قدرتها على التمغنط (طريقة المغناطيسية).

تهدف القياسات المغناطيسية بشكل أساسي إلى تحديد أماكن التراكيب والصدوع والمناطق ذات المغناطيسية المنخفضة بسبب النشاط الحراري. الطريقة المغناطيسية مفيدة في رسم خرائط الصخور البركانية القريبة من السطح والتي غالباً ما تكون من الاهتمام باستكشاف الطاقة الحرارية الأرضية ، ولكن تكمن الإمكانية الأكبر لهذه الطريقة في قدرتها لاكتشاف العمق الذي يتم عنده الوصول إلى درجة حرارة كوري. وهي درجة الحرارة الحرجة التي تفقد عندها المواد المغناطيسية خاصيتها المغناطيسية.

تُستخدم مسوحات الجاذبية أثناء استكشاف الطاقة الحرارية الأرضية لتحديد الكثافة الجانبية للجسم الصهيري العميق، والذي قد يمثل مصدر الحرارة. ويمكن أيضاً الحصول على الشاذة الناتجة عن التمايز بين الصهارة أو التباين في عمق واجهة الوشاح القشري الذي يخلق أيضاً اختلافاً في العمق في متساوي الحرارة. يتم إجراء مسوحات مراقبة الجاذبية بشكل أساسي في مناطق الطاقة الحرارية الأرضية لتحديد التغيير في مستوى المياه الجوفية ومراقبة الهبوط. ويتسبب استخراج السوائل من الأرض التي لا يتم استبدالها بسرعة تسبب



زيادة في ضغط المسام وبالتالي الكثافة. وقد يصل هذا التأثير إلى السطح وينتج هبوطاً يعتمد معدلته على معدل إعادة شحن السوائل في منطقة الاستخراج. وقد تحدد مراقبة الجاذبية المتكررة المرتبطة بمراقبة الطقس العلاقة بين الجاذبية والهبوط التي تنتج المياه الجوفية الضحلة لذلك، وتعد المراقبة الهيدرولوجية الجوفية التي يتم إجراؤها بواسطة مسح الجاذبية مؤشراً هاماً على إعادة شحن السوائل في أنظمة الطاقة الحرارية الأرضية والحاجة إلى إعادة الحقن.

2. الطرق السيزمية

تعتمد الطريقة السيزمية في مبدأ عملها على قياس التباين في الكثافة وخواص المرونة للطبقات (تباين في السرعات السيزمية)، وتعد الطريقة الأساسية في مجال استكشاف النفط والغاز. أما في مجال استكشاف مصادر الطاقة الحرارية الأرضية، فتستخدم لتحديد التتابع الطبقي والتراكيب الجيولوجية. حيث يمكن استخدام كل من مسوحات الانعكاس الزلزالي والانكسار الزلزالي في استكشاف الطاقة الحرارية الأرضية. وتستخدم مسوحات الانكسار الزلزالي بقدر محدود بسبب مقدار الجهد المطلوب للحصول على بروفيل انكسار تعطي معلومات على أعماق من 5 إلى 10 كم، والمشكلات الناجمة بشكل عام عن درجة عالية من التعقيد الجيولوجي للتراكيب التي يحتمل أن تحتوي على أنظمة الطاقة الحرارية الأرضية.

تعد طريقة الإنعكاس الزلزالي التقنية الأكثر فعالية لدراسة الخزان المحتمل، حيث تنجح في المناطق التي يتواجد فيها تتابع طبقي ممتد. وتعتبر تقنية الانعكاس الزلزالي باهظة الثمن للغاية، كما أن إجراء مسح على نطاق واسع قد يكلف التقيب الحراري الأرضي جزءاً كبيراً من تكلفة بئر الاختبار، ولكن النتائج التي يتم الحصول عليها بطريقة الانعكاس الزلزالي عادةً ما تكون أكثر حسماً من النتائج التي يتم الحصول عليها بأي تقنية جيوفيزيائية أخرى.

تستخدم الطرق السلبية (Passive) النشاط الزلزالي الطبيعي لتحديد المناطق النشطة والمناطق القابلة للاختراق، والتي يمكن أن تعطي دلالة على عمق المصدر. وتتكوّن أنظمة الطاقة الحرارية الأرضية بشكل رئيسي في المناطق التي تتميز بمستوى عالٍ نسبياً من النشاط

الزلزالي الخفيف (microseismic). ومع ذلك ، لا يبدو أن هناك علاقة مباشرة بين مواقع الزلازل الخفيفة ووجود الخزانات الحرارية الجوفية. ويمكن أحيانا استخدام الزلازل لتحديد مواقع الأجسام الساخنة الكبيرة التي تعمل كمصدر لأنظمة الطاقة الحرارية الأرضية.

3. الطرق الكهربائية والكهرومغناطيسية

تعتمد هذه الطرق الجيوفيزيائية على تحديد التباين في الموصلية الكهربائية للطبقات المختلفة، وتساهم في تحديد المناطق التي لها موصلية مرتفعة جدا نظرا لكونها تمثل الغطاء الطيني الناتج من السوائل الحرمائية والذي يغلف خزان الحرارة الأرضية. وتعد طريقة المجال الكهرومغناطيسي الطبيعي (Magnetotellurics) الأفضل نظرا لاستخدامها موجات كهرومغناطيسية طبيعية بترددات منخفضة جدا مما يتيح لها الوصول لأعماق تصل إلى عدة كيلومترات.

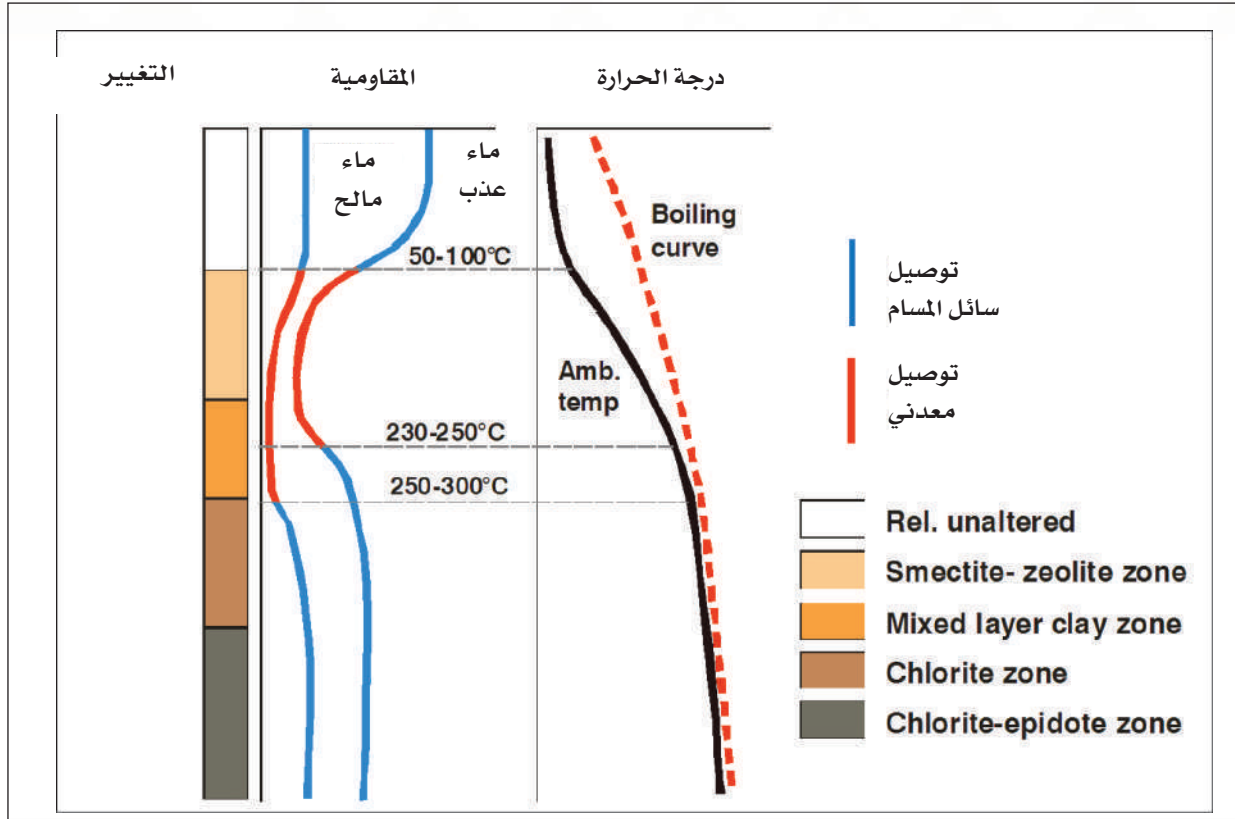
تعتبر الطرق الكهربائية أو طرق المقاومة من أهم الطرق الجيوفيزيائية في استكشاف المناطق الحرارية الجوفية. الخاصية الرئيسية هي المقاومة الكهربائية للصخور التي ترتبط بدرجة الحرارة واختلاف نوعية الصخور (الشكل 9.9) التي تعد معاملات رئيسية لفهم أنظمة الطاقة الحرارية الأرضية.. تشمل الطرق الكهربائية أنواعًا مختلفة من القياسات أهمها :

- طرق التيار المستمر D.C، حيث يتم توليد التيار وحقنه في الأرض من خلال أقطاب كهربائية في سطح - المظهر الخارجي يتم تثبيتها على سطح الأرض وتكون. الإشارة المقاسة هي فرق الجهد الكهربائي المتولد على السطح.
- المجال الزمني الكهرومغناطيسي (TEM) ، حيث يتم تحفيز التيار بواسطة مجال مغناطيسي متغير بمرور الوقت من مصدر متحكم فيه. وتكون الإشارة التي يتم تسجيلها هي المجال المغناطيسي المتلاشي مع الزمن على السطح والناتج من المجال المغناطيسي الثانوي.
- طريقة المجال الكهرومغناطيسي الطبيعي (MT)، حيث يتم تحفيز التيار بواسطة التغيرات الزمنية في المجال المغناطيسي للأرض. ويتم فيها قياس إشارة المجال الكهرومغناطيسي على السطح.



يعتمد مقاومة الصخور بشكل أساسي على عوامل ترتبط بالنشاط الحراري الأرضي،
مثل:

- المسامية وهيكل المسام ، حيث يتم التمييز بين: - المسامية بين الحبيبات مثل الصخور الرسوبية ، ومسامية الكسر ، المتعلقة بالتوتر أو التكسير أو تبريد .
- ملوحة السائل في المسام.
- درجة الحرارة.
- كمية الماء، أي محتوى التشبع أو البخار.
- الضغط. من خلال طرق المقاومة الكهربائية يمكن التحقق من :
- توزيع السوائل - السائل / البخار (السوائل - المقاومة المنخفضة ، المقاومة العالية للبخار).
- التغيير المائي الحراري وتوزيع المعادن (المقاومة عالية ومنخفضة).
- التركيب الصخري والجيولوجي / السمات التكتونية (تدرجات المقاومة).
- المناطق التي بها مادة صخرية (المقاومة منخفضة).



الشكل 9.9 : العلاقة بين مقاومة الصخور وارتباطها بالتغيير ودرجة الحرارة (Árnason et al. ، 2000)

طريقة (MT) Magnetotelluric

طريقة MT عبارة عن نظام كهرومغناطيسي سلبي (Passive) يحدّد المقاومة الكهربائية عن طريق قياس التيارات التيلورية المستحثة في الأرض عن طريق مصادر طبيعية مثل ؛ البرق والتوهجات الشمسية والرنين الأيونوسفيري . يصور MT باطن الأرض عن طريق قياس التغيرات الطبيعية للمجالات الكهربائية والمغناطيسية على سطح الأرض. يتراوح عمق الاستقصاء من السطح إلى 10000 متر وما بعده عن طريق تسجيل ترددات أعلى مع سبر طويل المدى. يتم قياس البيانات وتحويلها إلى مقاومة ثم النمذجة لتفسير جيولوجية منطقة المسح في صورة ثلاثية الأبعاد. ويتم استخدام إشارات التردد المنخفض من تفاعل الرياح الشمسية مع المجال

المغناطيسي للأرض ، بينما يتم استخدام الإشارات عالية التردد من خلال نشاط العواصف الرعدية في جميع أنحاء العالم (التي تقع عادة بالقرب من خط الاستواء). وتتفاوت قوة الإشارات بمرور الوقت (أي ساعات ، أيام ، أسابيع) وإنشاء موجات كهرومغناطيسية متغيرة بمرور الوقت.

إن تقنية Magnetotellurics هي طريقة آمنة وصديقة للبيئة لتصوير ما تحت السطح. تُستخدم بيانات MT لحساب توزيع المقاومة الكهربائية لأعمق كبيرة. طريقة MT فعالة في رسم خرائط الشذوذ المقاومة المرتبطة بالخزانات الحرارية الأرضية بما في ذلك صخور الغطاء والصدوع وتشكل الخزان وبشكل عام، الصخور التي تحتوي على سوائل مثل الماء سيكون لها مقاومة منخفضة بينما الصخور الجافة سيكون لها مقاومة عالية.

ويتم استخدام طريقة magnetotelluric على نطاق واسع في مرحلة الاستطلاع في التنقيب عن الطاقة الحرارية الأرضية ، وبدرجة أقل في متابعة الاستكشاف التفصيلي.

وقد وجدت الطريقة تطبيقاً في استكشاف الطاقة الحرارية الأرضية في المقام الأول بسبب قدرتها على اكتشاف العمق الذي تصبح فيه الصخور موصلة بسبب ازدياد الحرارة. في مناطق التدفق الحراري الطبيعي ، يتراوح هذا العمق من 50 إلى 500 كم ، ولكن في المناطق الحرارية قد يكون العمق 10 كم أو أقل.

قياسات الجهد الذاتي SP

هي نوع خاص من القياسات الكهربائية تهدف إلى رسم للجهد الكهربائي الطبيعي للأرض، حيث يمكن أن تترافق حالات الشذوذ الكبيرة مع نشاط الطاقة الحرارية الأرضية. ولا تستخدم الطريقة على نطاق واسع مثل تفسير البيانات يصعب تحديدها ، لكنها لا تزال تقدم معلومات مهمة. وتستخدم الطريقة بشكل أساسي في الدراسات الاستطلاعية وقد استخدمت هذه الطريقة في التنقيب عن المعادن للعثور على رواسب الخام ومراقبة الفولتية الناتجة عن تأكسد معادن الخام. كما تم استخدام الطريقة بشكل كبير على نطاق واسع في مسوحات الآبار لتحديد ملوحة سوائل المسام من خلال قياس الجهد.

طريقة القياس المباشر للتدرج الحراري: تستخدم هذه الطريقة في المراحل النهائية لعملية الاستكشاف وبعد أن يتم تحديد المناطق التي تتوفر فيها مؤشرات جيولوجية وجيوكيميائية وجيوفيزيائية كافية على وجود مصدر حراري، ويجري القياس داخل البئر.

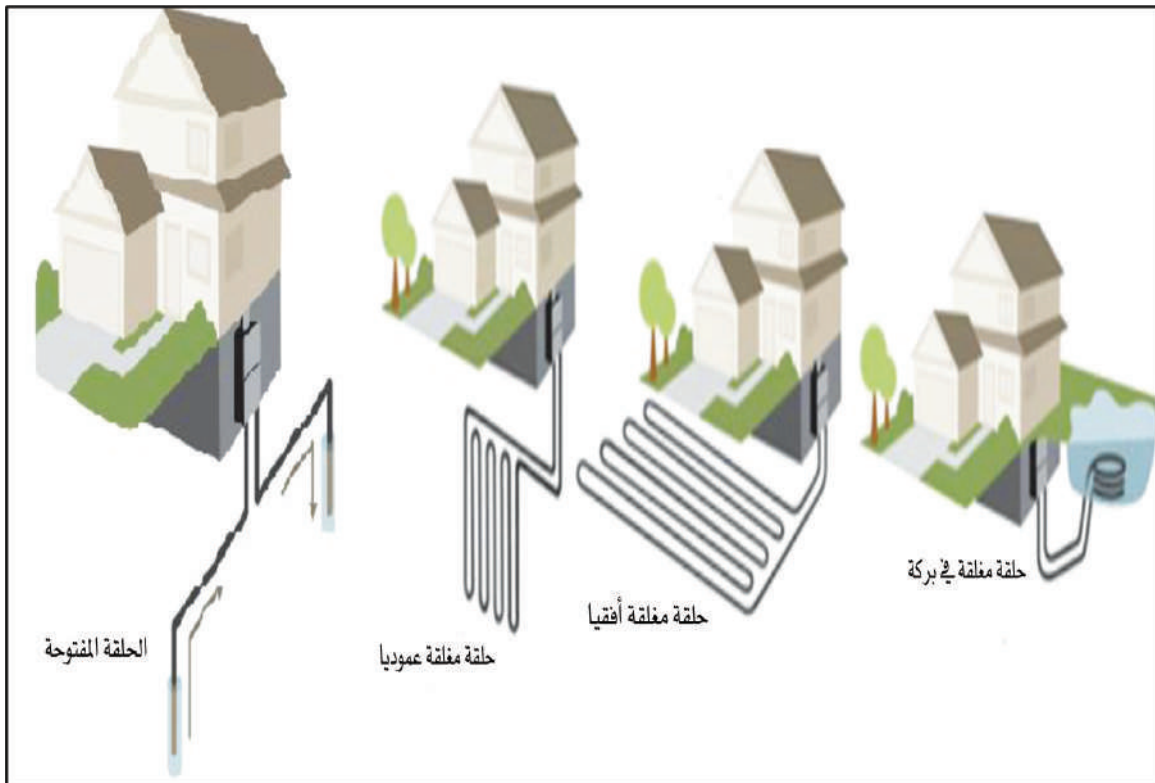
عموما تهدف جميع هذه المسوحات إلى تحديد الخصائص الرئيسية للخزانات الحرارية الأرضية، ويتم تكاملها مع بعضها لفهم الجيولوجيا الإقليمية والبنية الجيولوجية المحلية المحتملة للطاقة الحرارية الأرضية. وتفيد عملية المسح بطريقة SP في فهم حركة المياه الجوفية في منطقة ما. كما يمكن استخدام مسح الجاذبية لدراسة عمق وتحديد كتل الصخور المتداخلة. وتستخدم المسوحات المغناطيسية لتحديد حدود التدفقات في المناطق البركانية. عند اتمام المسوحات الجيوفيزيائية ينبغي توفير مجموعة متكاملة من البيانات قبل اتخاذ القرار لتحديد موقع الحفر. كما يجب أن يكون هناك مؤشرا على مواقع الحرارة الأرضية، ويجب توفر مؤشرات على النفاذية.



6.9 استخدامات الطاقة الحرارية الجوفية

تنقسم استخدامات الطاقة الحرارية إلى قسمين رئيسيين؛ استخدامات مباشرة، وتوليد الطاقة الكهربائية.

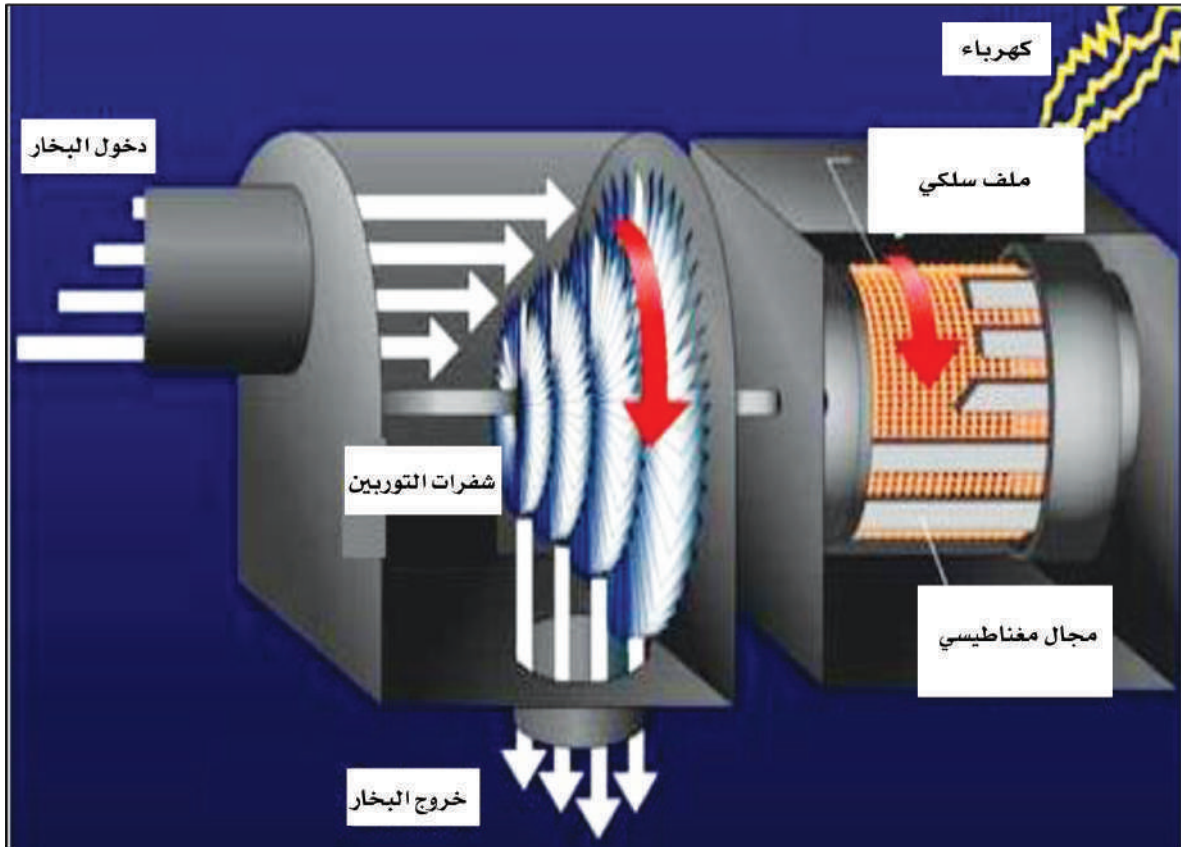
الاستخدامات المباشرة. تستخدم مصادر الحرارة الجوفية ذات الحرارة المنخفضة لأغراض تدفئة المباني، وفي البيوت الزجاجية، والزراعات المائية، ولها استخدامات صناعية أخرى عديدة. ويأتي استخدام الحرارة الجوفية للتبريد والتكييف نظرا لثبات درجة الحرارة الجوفية نسبيا على الرغم من تغير درجة الحرارة على السطح. ويوجد عدة أنظمة مستخدمة لهذا الغرض منها نظام الحلقة المغلقة الذي يستخدم فيه مضخة حرارية يتم تثبيتها عموديا أو أفقيا أو داخل بركة (الشكل 10.9). كما يوجد نظام الحلقة المفتوحة الذي يتطلب توفر مصدر للمياه.



الشكل 10.9 : أنظمة تدفئة المنازل باستخدام الطاقة الحرارية الأرضية.

توليد الطاقة الكهربائية. تستخدم مصادر الحرارة الجوفية ذات الحرارة التي تزيد عن 150 درجة مئوية لتوليد الطاقة الكهربائية. تاريخيا، شهدت نهاية الحرب العالمية الثانية بداية الاهتمام الفعلي بتوليد الطاقة الكهربائية من مصادر الحرارة الجوفية الأرضية، وحيث تعد محطة توليد الطاقة في مدينة لورداريللو بإيطاليا أول منشأة أقيمت لهذا الغرض. وتعد الولايات المتحدة حاليا أكبر الدول المنتجة للطاقة الكهربائية من الطاقة الحرارية الأرضية، كما تشهد الدول الإسكندنافية مثل آيسلندا اهتماما كبيرا بمصادر الحرارة الجوفية واستغلالها في تغطية احتياجاتها من الطاقة الكهربائية.

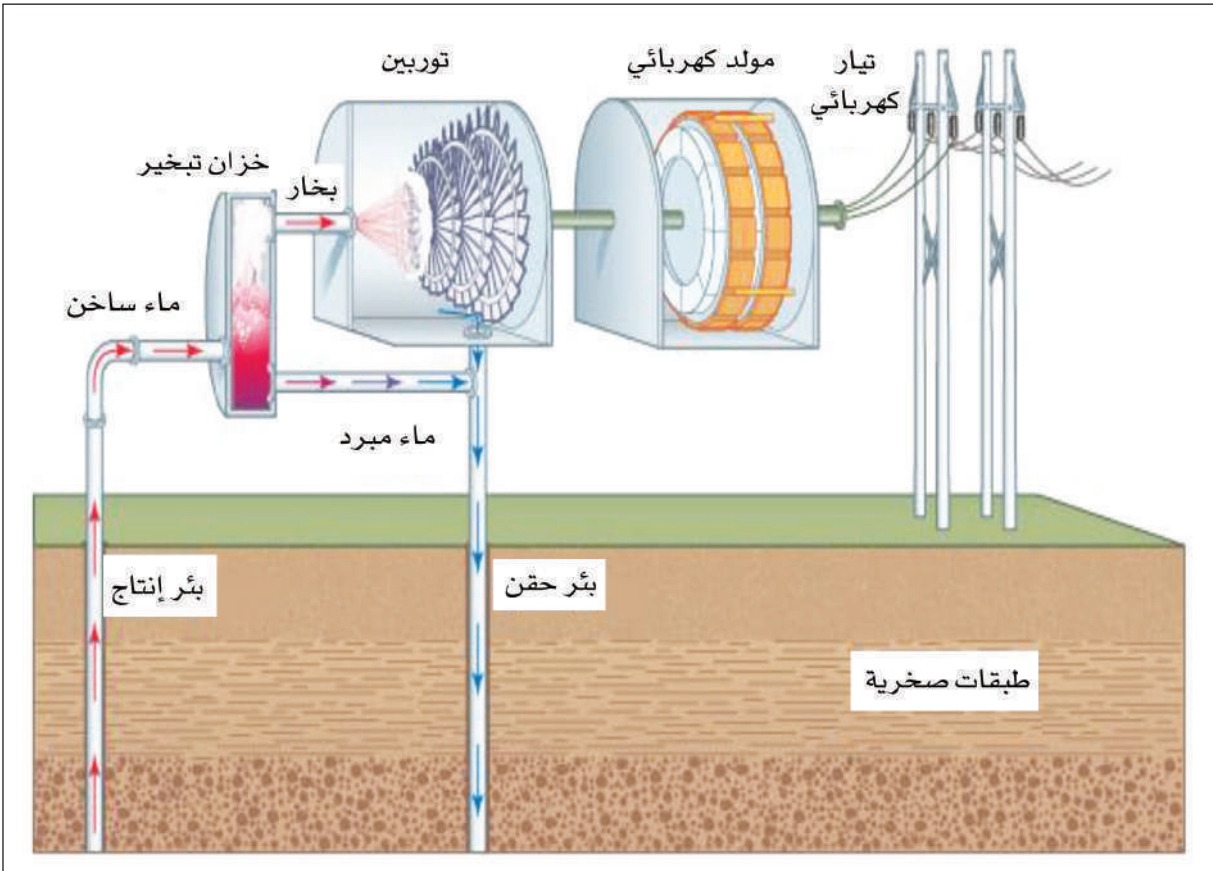
وتقوم عملية تحويل الطاقة الحرارية إلى طاقة كهربائية على مبدأ الحث الكهرومغناطيسي في مولد يحتوي على ملف موصل للتيار يدور داخل مغناطيس (مولد كهربائي)، ويكون متصلا مع توربين له شفرات يعمل البخار الخارج من الخزان الحراري على تدويرها (الشكل 11.9).



الشكل 11.9 : مبدأ عمل التوربين البخاري لتحويل الطاقة الحرارية إلى طاقة كهربائية.

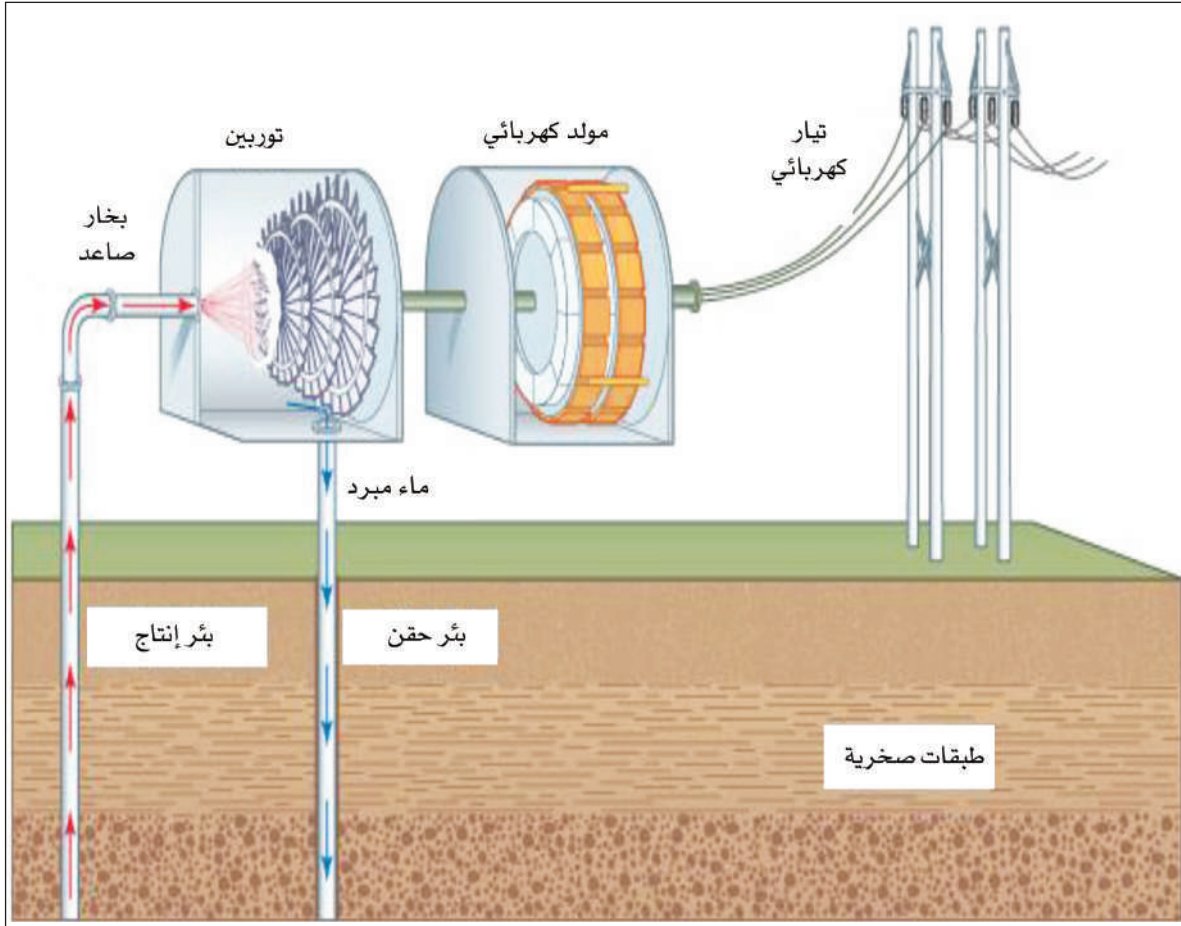
تستخدم محطات توليد الطاقة الكهربائية الماء في إحدى حالتيه الغازية (البخار) والسائلة فقط أو المزيج بينهما للحصول على الطاقة الكهربائية من مصدر الحرارة الجوفية الأرضية. ويعتمد الاختيار في ذلك على عدة عوامل منها عمق الخزان الحراري، ودرجة حرارته، والضغط الواقع عليه. وتصنّف هذه المحطات إلى ثلاثة أنواع رئيسية:

1. المحطات العاملة بالتبخير (Flash steam): يعد هذا النوع من المحطات الأكثر انتشاراً ويستخدم مع الخزانات الحرمائية، حيث يتم ضخ الماء الساخن إلى خزان تبخير على سطح الأرض ذو ضغط منخفض. يتحوّل الماء السائل نتيجة الفرق في الضغط إلى بخار يتم ضخه إلى داخل التوربين لتدوير الشفرات التي بدورها تعمل على تدوير المولد لإنتاج الطاقة الكهربائية (الشكل 12.9).



الشكل 12.9 : محطة توليد طاقة كهربائية تعمل بالتبخير.

2. المحطات العاملة بالبخار الجاف (Dry steam): تعمل هذه المحطة من خلال ضخ البخار من الخزان الحراري الأرضي مباشرة إلى داخل التوربين لتدوير الشفرات التي تعمل على تدوير المولد لإنتاج الطاقة الكهربائية (الشكل 13.9).

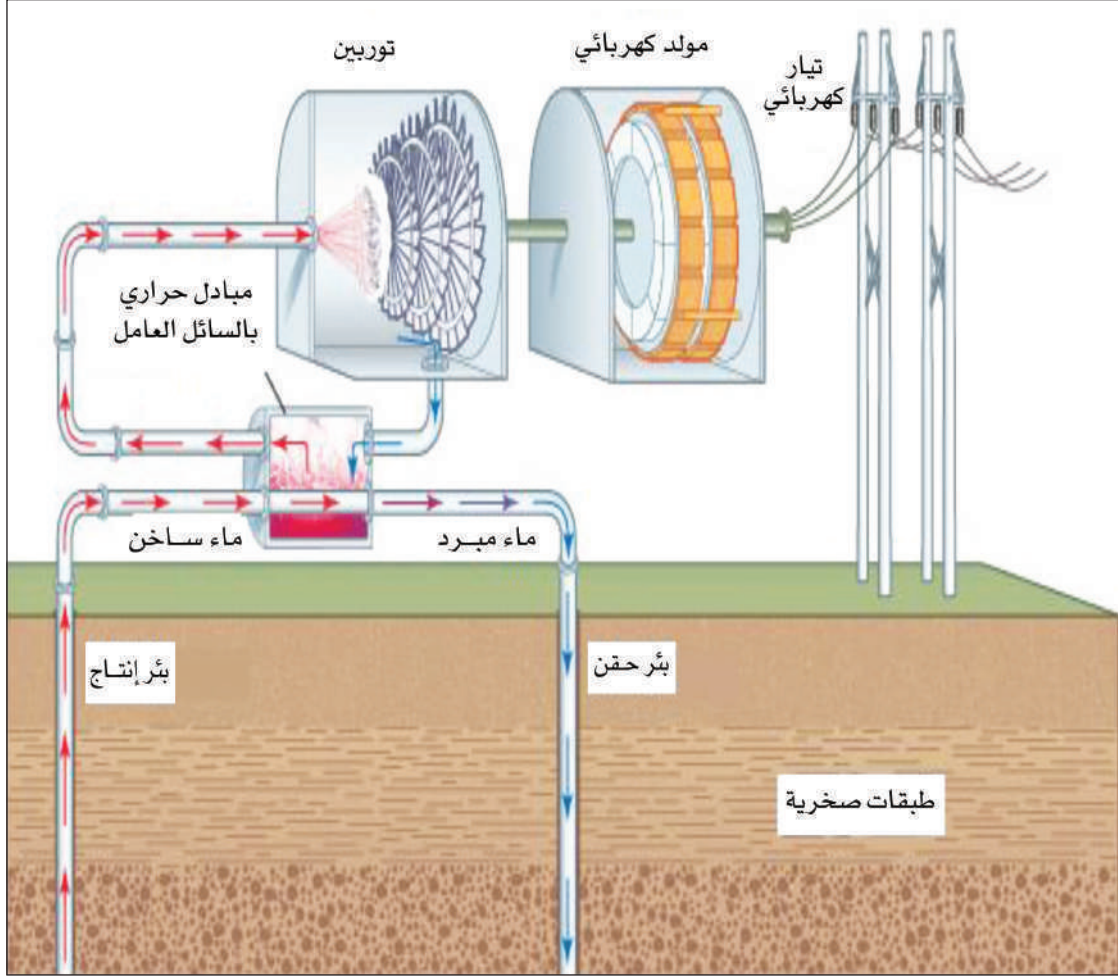


الشكل 13.9 : محطة توليد طاقة كهربائية تعمل بالبخار الجاف.

3. المحطات العاملة بالدائرة المزدوجة (Binary Cycle): ينتشر استخدام هذه المحطات في حالة خزانات الحرارة الأرضية ذات الحرارة المنخفضة إلى المتوسطة. وتعمل المحطة من خلال ضخ الماء الساخن من باطن الأرض إلى مبادل حراري حيث يمر الماء الساخن في أنابيب موازيا لأنابيب يوجد فيها سائل ذو درجة غليان منخفضة (مثل البوتين أو البينتن)، الذي يتحول إلى الحالة الغازية نتيجة التبادل الحراري مع الماء الساخن، ويتم ضخه إلى



داخل التوربين لتدوير الشفرات التي تعمل على تدوير المولد لإنتاج الطاقة الكهربائية (الشكل 14.9).



الشكل 14.9 : محطة توليد طاقة كهربائية تعمل بالدارة المزدوجة.

7.9 مزايا استخدام الطاقة الحرارية الجوفية

- الطاقة الحرارية الأرضية من مصادر الطاقة المتجددة، حيث تقوم الأرض بإشعاع الحرارة من باطنها وستستمر في ذلك للمليارات السنين.
- تمتاز بانخفاض المساحة التي تشغلها من سطح الأرض حتى يتم استغلالها (بصمة أرضية صغيرة) لكونها تتبع من باطن الأرض، ولا تحتاج لمنشآتٍ ولكمٍ كبيرٍ من معداتٍ على مساحةٍ أرضيةٍ شاسعةٍ كما هو الحال مع عتاد طاقة الرياح والطاقة الشمسية، إذ تشغل محطة الطاقة الحرارية الأرضية القادرة على إنتاج 1 غيغا واط/ساعة من الكهرباء حوالي 404 ميلاً مربعاً من سطح الأرض.
- يستمر إنتاج محطات الطاقة الحرارية الجوفية على مدار الساعة طوال أيام الأسبوع، نظراً لاستقرار وثبات إنتاج الطاقة الحرارية الجوفية، مقارنةً بطاقة الرياح والطاقة الشمسية والتي تتأثر بتغير المواسم والوقت من اليوم، وهذا يسهم كثيراً في تغطية تكاليف الإنتاج
- تعتبر من مصادر الطاقة النظيفة في حال تمت السيطرة على الغازات الضارة التي يمكن أن تصاحب المياه الساخنة أو البخار المتدفق من جوف الأرض، كما أن مردودها من الطاقة عالٍ.
- تمثل الطاقة الحرارية الجوفية ثروةً هائلةً تتراوح ما بين 35 جيجاوات (GW) إلى 2 تيرا واط (TW) إلا أن المستغل منها لا يتجاوز 6% فقط..



8.9 عيوب استخدام الطاقة الحرارية الجوفية

- يصعب تقدير احتياطات الطاقة الجيوحرارية نظراً لنقص المعلومات المتوفرة حالياً، وارتباط توليد الطاقة الكهربائية من حرارة الأرض بالقدرات التكنولوجية التي يمتلكها الإنسان ومدى قدرته على استخراج المياه الساخنة أو البخار واستغلالهما أو الوصول إلى الطبقات الصخرية الحارة القادرة على رفع درجة حرارة المياه أو أية سوائل أخرى يتم ضخها نحو تلك المناطق الساخنة.
- تواجه معدات الحفر عدة مشاكل في الأعماق تتمثل في الحرارة العالية في طبقات الأرض العميقة والضغط المرتفع واندفاع الماء الساخن والبخار خلال عملية الحفر الذي يمكن أن يحتوي على بعض المواد الكيميائية الآكلة التي تتلف معدات الحفر. وهذا يستلزم تطوير معدات قادرة على مقاومة مثل هذه الظروف القاسية.
- ارتفاع التكلفة الأولية لتأسيس محطة الطاقة الحرارية الجوفية مقارنةً بمصادر الطاقة المتجددة الأخرى.
- يمكن أن يحفز بناء محطات الطاقة الحرارية الجوفية حدوث الزلازل، نتيجة ترافقها بإحداث حفر عميقة في باطن الأرض لإطلاق البخار الساخن أو الماء، مما يؤدي إلى اختلال في باطن الأرض، فيتبع ذلك زلازل على سطحها..
- عمليات الحفر لأعماق كبيرة في الأرض، يمكن أن تتسبب في انبعاث عدد من الغازات السامة والخطيرة، كأول أكسيد الكربون والأمونيا وكبريتيد الهيدروجين H_2S الخطير ذي الرائحة الكريهة والسام الذي يشكل خطراً على الإنسان وعلى بقية الكائنات الحية والنباتات. وهذا يستلزم إيجاد طرق للسيطرة على تلك الغازات ومنع انطلاقها إلى الغلاف الجوي للأرض مما يتسبب في رفع تكلفة تكنولوجيا توليد الطاقة الكهربائية من حرارة الأرض.
- ويُخشى أيضاً أن تكون المياه الحارة المستخرجة من باطن الأرض ملوثة ببعض العناصر الكيميائية السامة والمشعة والخطيرة. إذ بيّنت المسوح الجيولوجية التي أجريت في بعض المناطق من العالم احتواء بعض حقول الماء الساخن على غاز الميثان المشتعل، وهذه المياه تكون واقعة تحت ضغط مرتفع جداً وعلى أعماق تُراوح ما بين 3 و6 كيلومترات وبدرجة حرارة تبلغ 200 درجة مئوية.
- يُلاحظ حدوث هبوط تدريجي للأرض في المناطق التي يتم فيها بناء محطات الطاقة الحرارية الجوفية وحدوث انهيارات تحت سطح الأرض، مما يؤدي إلى تلف الطرق والمباني وأنظمة الصرف.

Solved Problems مسائل محلولة



1 ما هو الفرق بين النقل الحراري الموصل **conducted** والحمل الحراري **convected**. وبين الحمل الحراري القسري. أعط أمثلة حيث يحدث كل منها داخل الأرض.

في التوصيل ، تنتقل الحرارة عبر المادة ، لكنها تنتقل في الحمل الحراري مع المواد المتحركة. أما في الحمل الحراري ، فتتحرك المادة (سائل) لأن الاختلافات في درجة الحرارة فيها تجعل بعض الأجزاء أقل كثافة (بشكل عام الأجزاء الأكثر سخونة) وترتفع هذه الأجزاء والعكس بالعكس بالنسبة للأجزاء الأكثر برودة؛ وفي الحمل الحراري القسري، يتم تحريك المادة بواسطة قوة خارجية؛ مثال على التوصيل زيادة درجة الحرارة في العمق في المناطق غير البركانية ؛ ومن الأمثلة على الينابيع الساخنة الحرارية هي مثال على النقل الحراري في الوشاح.



2 لماذا يتم قياس كميتين لاستنتاج تدفق الحرارة. اشرح سبب عدم احتواء هذا القياس على أي حرارة محمولة. **convected heat**

القيمة صغيرة جداً لدرجة أنه إذا حاول المرء قياسها مباشرة بالمعدل الذي يسخن به جسمًا ملامسًا للأرض ، فإن فقد الحرارة الحتمي سيؤدي إلى إبطال القياسات. الصيغة المستخدمة لاستنتاج تدفق الحرارة تفترض التوصيل فقط.



3 اشرح سبب عدم كون الطاقة الحرارية الأرضية مصدرًا للطاقة المتجددة حقًا.

لأن معدّل استخدام (استهلاك) الطاقة الحرارية أكبر من معدّل تولدها داخل الصخور ولفقدان الحرارة نتيجة برودة الصخور.



- 4** اشرح لماذا تبدو الكهوف باردة في الأيام الحارة ودافئة في الأيام الباردة.
- على عكس درجة الحرارة في الخارج ، تظل درجة حرارتها ثابتة تقريباً بسبب عزل الصخور المحيطة.
- 5** طبقة سميكة من الطين تملأ الجرانيت ، والموصلية الحرارية للطين نصف تلك للجرانيت. إذا كان تدرج درجة الحرارة في الجرانيت 16 درجة مئوية / كم ، فإن التدرج في الطين ، بافتراض التوازن الحراري، سيكون (درجة مئوية / كم)
- 8 درجة مئوية
- 6** ما هي فوائد المستخدم للطاقة الحرارية الأرضية؟
- لا ينضب: يوفر نظام الطاقة الحرارية الأرضية المياه الساخنة والباردة والصحية على مدار 24 ساعة على مدار السنة. إنه ملائم لأنه مع نظام الطاقة الحرارية الأرضية، يمكنك توفير ما يصل إلى 70 ٪ مقارنة بالمحطات التقليدية مثل الوقود الكهربي أو الديزل ؛ ولا توجد تكاليف صيانة بمرور الوقت. إنها طاقة نظيفة لا تلوث لأنها لا ينبعث منها ثاني أكسيد الكربون وثاني أكسيد الكربون. كذلك فإنها طاقة صديقة للبيئة.
- 7** اذكر معنى مصطلح «بقعة ساخنة» في سياق قشرة الأرض. اكتب ميزة واحدة وقيماً واحداً لاستخدام الطاقة التي يتم الحصول عليها من النقاط الساخنة.
- النقطة الساخنة هي منطقة يتم فيها احتجاز الصخور المنصهرة. تتشكل في المناطق الأكثر سخونة من قشرة الأرض ، ويتم دفعها لأعلى من خلال التغيرات الجيولوجية. عندما تتلامس المياه الجوفية مع النقاط الساخنة ، يتم إنشاء تيار بخاري. يتم توجيه هذا البخار المحاصر عبر أنبوب إلى التوربينات ويستخدم لتوليد الكهرباء. في بعض الأحيان ، يجد الماء الساخن من تلك المنطقة أيضاً منفذاً. وهي معروفة بالينابيع الساخنة. الميزة: تكلفة إنتاج الكهرباء ليست كبيرة. مساوئ: هناك عدد قليل جداً من هذه المواقع تمكن من استغلال هذه الطاقة بجذوى اقتصادية.

المراجع العربية والأجنبية





المراجع العربية

- أحمد، مهنا متعب 1802. مبادئ الطرق الجيوفيزيائية في الاستكشاف الجيولوجي، كلية العلوم، جامعة تكريت، العراق.
- العمرى، عبدالله 9102 م. الجاذبية الأرضية. مكتبة الملك فهد الوطنية - الرياض. 05 صفحة.
- العمرى، عبدالله 9102 م. الزلازل. مكتبة الملك فهد الوطنية - الرياض. 55 صفحة.
- العمرى، عبدالله 9201 م البراكين. مكتبة الملك فهد الوطنية - الرياض. 60 صفحة.
- العمرى، عبدالله و عادل محمد كامل 0220. الجيولوجيا العامة. مكتبة الملك فهد الوطنية - الرياض. 496 صفحة.
- المشرف، طالب عبد الامير جاسم 0142 طرق الاستكشاف الجيوفيزيائي، قسم هندسة المعادن، جامعة بابل، العراق.
- الهييتي، أحمد جدوع رضا، 1402. مسح زلزالي انكساري لموقع مشروع المستشفى التعميمي في جامعة الموصل. رسالة ماجستير، كمية العموم، جامعة الموصل، 521 صفحة
- تعيلب، على 1966م. الجاذبية مفتاح دراسة القشرة الأرضية. مجلة علوم وتكنولوجيا. العدد 36.
- شريف، محمد رفعت 0132. مقدمة في الجيوفيزياء التطبيقية. المكتبة الاكاديمية. القاهرة.
- شقيق، فارس سلوم، النفاخ، أحمد، والزعبلاوي، صلاح الدين 9591. تفسير التسجيلات البئرية: مبادئ وتطبيقات. دمشق، شلمبرجير.
- شقيق، فارس و س. رماح. الطرائق الإشعاعية والجيوحرارية في التنقيب (منشورات جامعة دمشق 1994).
- كامل، عادل محمد 2020. المبادئ الفيزيائية للجيوفيزياء السطحية و جيوفيزياء الآبار. تقرير غير منشور.
- ميلسوم، جون. الجيوفيزياء الحقلية. تعريب ناصر العريفي (جامعة الملك سعود 2010).
- ميليتر، هـ، فيروف، الجيوفيزياء التطبيقية (الطرائق العلمية في استكشاف باطن الأرض)، تعريب فارس شقيق (المركز العربي للتعريب والنشر، دمشق 1992)





المراجع الأجنبية

- Abu Anbar, M.M, Pichardo, G.S., Bernal, M.S., Contreras, J.M. and Trevino, H., 2004. Sm-Nd and Rb-Sr isotopes of Feiran gneisses and amphibolites: Evidences of Pre-Pan-African continental crust in Sinai, Egypt. Sixth inter, Conf. On geochemistry, Alexandria univ., 15-16 Sep., 727-745.
- Al-Amri, A. M , K. Abdelrahman, M.O. Andreae and M. Al-Dabbagh 2017. Crustal and upper mantle structures beneath the Arabian Shield and Red Sea. Lithosphere dynamics and sedimentary basins of the Arabian Plate and surrounding areas (François Roure et al. Eds.) Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Al-Amri, A.M. , David H., Fnais, M., Rodgers, A., and Hemaïda, M. 2012. A Regional Seismic Array of Three-Component Stations in Central Saudi Arabia. Seismological Research Letters , Volume 83, No. 1, 49-58.
- Al-Amri, A. M., K. Abdelrahman, R. Mellors and D. Harris 2020. Geothermal potential of Harrat Rahat, Northern Arabian Shield: geological constraints. Arabian Journal of Geosciences 13:268.
- Al-Amri, A. M. 2020. 300 Questions & Answers in Applied Geophysics. 144 P. King Fahd National Library, Riyadh, Saudi Arabia.
- Al-Amri, A. M. 2020. 303 Questions & Answers in Earthquakes and Engineering Seismology. 162 P. King Fahd National Library, Riyadh, Saudi Arabia.
- Al-Sadi, H.N. 1982. Seismic Exploration. Birkhauser Verlag ,Basel ,215 p.
- Archie, G., E., 1942, The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, Pet Tech., Vol. 5, No.1.
- Asquith, G, Gibson, C, 1982. Basic well log analysis for geologists. AAPG, Tulsa, OK.
- Asquith, G.B., Krygowski, D. and Gibson, C.R., 2004. Basic well log analysis (Vol. 16). Tulsa: American Association of Petroleum Geologists.
- Barker, R. and Moore, J., 1998. The application of time-lapse electrical tomography in groundwater studies. The Leading Edge, 17, 1454-1458.



- Barker R.D., 1992. A simple algorithm for electrical imaging of the subsurface. *First Break* 10, 53-62.
- Bassiouni, Z, 1994, Theory, measurements and interpretation of well logs, SPE Textbook series, Richardson, TX, Vol. 4, 372p.
- Birch, F. 1966. "Handbook of Physical Constants", Geological Society of America. Memoir. 97, 613p.
- Blackburn, G. 1980. Gravity and magnetic surveys- Elura Orebody. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.* , 11,195-66.
- Brown, G.C. , and Mussett, A.E.1993. *The inaccessible Earth*, 2nd ed . Chapman and Hall, London.
- Burger, H. R., 1992. *Exploration Geophysics of the Shallow Subsurface*. Prentice Hall.
- Bussian, A. E., 1983. Electrical conductance in a porous medium. *Geophysics* 48(9):1258–1268.
- Butler, R.F.1992. *Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes*. Blackwell, Oxford, UK.
- Cervený, V., Langer, J. and Psencik, I. 1974. Computation of geometric spreading of seismic body waves in laterally inhomogeneous media with curved interfaces. *Geophys. J.R. astr. Soc.* , 38, 9-19.
- Chemali R, Gianzero S, Strickland R, Tijani S., M., 1983. The shoulder bed effect on the dual laterolog and its variation with the resistivity of the borehole fluid. *Trans SPWLA 24th Annual Logging Symposium*, paper UU.
- Clavier, C., Hoyle, W.R., Meunier, D., 1971. Quantitative interpretation of Thermal Neutron Decay Time logs; Part 1 – Fundamentals and techniques, *JPT* (251) June, pp. 743-755.
- Davis, Philip A., 1979. Interpretation of resistivity data: Computer programs for solutions to the forward and inverse problems: Minnesota Geological Survey Information, Circular 17,23 p.
- Dewan, J., T., 1983. *Essentials of modern open-hole log interpretation*. PennWell Books (PennWell Publishing Company), Tulsa, Oklahoma, 361p.
- Dobrin, M. B. 1976. *Introduction to Geophysical Prospecting*. McGraw Hill Book Co., 3rd edition. New York, 630p.

- Dobrin, M.B. Savit, C.H, 1988 . Introduction To Geophysical Prospecting .4th Ed., McGraw Hill ,New York 867 p.
- Doll, H.,G., 1955. ELECTRical resistivity well logging method and apparatus. US Patent No 2712627
- Doll, H.G, TixieR M.P, Martin M, Segesman F, 1962. Electrical logging. In: Petroleum production handbook, vol 2, SPE, Dallas, TX.
- Dresser Atlas, 1983. Well logging and interpretation techniques, the course for home study. Dresser Industries, Houston, TX.
- Ellis, D. V., & Singer, J. M. 2008. Well logging for earth scientists. Dordrecht: Springer.
- Ellis D, Flaum C, Roulet C, Marienbach E, Seeman, B, 1983. The litho-density tool calibration. Presented at the 58th SPE Annual Technical Conference and Exhibition, paper SPE 12048.
- Everett M. E., 2013. Near-surface applied geophysics. Cambridge University Press.
- Faure, G, 2001. Origin of igneous rocks: The isotopic evidence. Springer Verlag Berlin Heidelberg, 496.
- Faure, G., 1986. Principles of isotope geology, second edition, John Wiley and Sons, 589 pp.
- Faust ,L.Y., 1951. "Seismic Velocity As A Function Of Depth And Geological Time " , Geophysics ,Vol.16, pp.192-206 .
- Fowler, C.M. 1992. The Solid Earth : An Introduction to Global Geophysics. Cambridge Univ. Press.
- Gadallah, M., Fisher,R., 2009. Exploration geophysics, springer publisher.
- Garrels, R. M., & Mackenzie, F. T. 1971. Evolution of sedimentary rocks by Robert M. Garrels and Fred T. Mackenzie. New York: Norton.
- Ghoneim, M.F., Hassan, A. and Abu Anbar, M.M., 1999. Post-orogenic and rift-related ring complexes in Egypt: Geochemical and isotopic discrimination, The fourth intern. conf. on Geology of the Arab World, Cairo University, 246-265 .
- Grant, F.S. and West, G.F.,1965. "Interpretation Theory In Applied Geophysics " McGill, New York , 583 p.



- Griffiths, D. H., and Barker, R.D., 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology: *Journal of Applied Geophysics*, v. 29, p. 211-465.
- Griffiths, D. H. and King, R. F.1981. *Applied Geophysics for Geologists and Engineers*. 2nd. Edition , Pergamon Press, Oxford, 230pp.
- Hagedoorn ,J.G., 1959. "The Plus-Minus Method Of Interpreting Seismic Refraction Section" , *Geophysical Prospecting* ,Vol.7 ,pp. 158- 182
- Hammer, S.,1993. Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophysics* 4, 184.194.
- Hilchie, D., W., 1978. *Applied open hole log interpretation*. Golden, Colorado; D.W. Hilchie. Inc.
- Hoefs, J., 1987. *Stable isotope geochemistry*, 3rd ed., Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 241p.
- Kearey, Ph., Brooks, M., Hill, I., 2002. "An Introduction To Geophysical Exploration" , 3rd Ed. Blackwell Science Limited , 281 p.
- Keller G.V. and Frischknecht F.C.,1966. *Electrical methods in geophysical prospecting*. Pergamon Press Inc., Oxford.
- Kempton, P.D. and Harmon, R.S., 1992. Oxygen isotope evidence for large scale hybridization of the lower crust during magmatic underplating, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 971-986.
- Kilty, T.K., Norris, R., Mc Lamore, W.R., Hennon,K. and Evge, K.,1986. Seismic Refraction at Horse Mesa Dam. An application of the generalized reciprocal method. *Geophysics* Vol.51, No.2, pp. 266- 275
- Knödel K. ; Lang G . ; Voigt H.J. 2007. "Environmental Geology" *Handbook of field methods and case studies*, Hannover Federal Institute for Geosciences and Natural Resources, Springer Books, 1357p.
- Kober, B., 1986. Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations using a double filament thermal ion source, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93, 482-490.
- Koefoed O.,1979. *Geosounding Principles 1 : Resistivity sounding measurements*. Elsevier Science Publishing Company, Amsterdam.
- Lindley, R.H. 1961. "The Use of Differential Sonic- Resistivity Plots to Find Movable Oil in Permian Formations". *Journal of Petroleum Technology*. 13 (08): 749-755.

- Loke, M.H., 1994. The inversion of two-dimensional resistivity data. Unpubl. PhD thesis, Un. Of Birmingham.
- Loke, M.H., 1999. Time-lapse resistivity imaging inversion. Proceedings of the 5th Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society European Section, Em1.
- Loke M.H. and Barker R.D.,1996a. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.
- Loke M.H. and Barker R.D.,1996b. Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. *Geophysical Prospecting*, 44, 499-523.
- Lowrie W., 2007. *Fundamentals of Geophysics*. 2 nd edition, Cambridge University Press.
- Luthi SM, 2000. *Geological well logs: their use in reservoir modelling*. Springer, Berlin Heidelberg, New York.
- McQuillin, R., Bacon,M. and Barclay,W.1984. *An Introduction to Seismic interpretation*, Graham and Trotman, 310 p.
- Meju, M., 1994. *Geophysical data analysis: Understanding inverse problem theory and practice*, SEG Course Notes Series, V. 6, 296 p.
- Menke W. 1989. *Geophysical data analysis: discrete inverse theory*. Revised Edition, Harcourt Brace Jovanovich, Publishers, San Diego, USA. 176 p.
- Milson, J. 2003. *Field Geophysics*. 3rd Ed, John Wiley and Sons Ltd, London, England, 249 p.
- Mooney, H. M. 1981. *Handbook of Engineering Geophysics*, Bison Instruments Inc., Minnesota, U.S.A.
- Mooney, Harold M. , 1977. *Handbook of engineering geophysics: Minneapolis, Minnesota*, Bison Instruments.
- Moran J H, Kunz K., S., 1962. Basic theory of induction logging, *Geophysics*, Dec.
- Morgan, N.A 1967. The use of the continuous seismic profiler to solve hidden layer problems, *Geophysical prospecting* ,Vol.15,pp.35-43.
- Mousa and Al-Shuhail A., 2011. *Processing of Seismic Reflection Data Using MATLAB*.
- Mussett, A. and Khan, M.A. 2000. *Looking into the Earth*. Cambridge Univ. Press.
- Nafe ,J.E .and Drake, C.L. 1957. Variation with depth in shallow and deep water marine



sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. Geophysics ,Vol. 22, p.523-552.

Nettleton, L. 1940. Geophysical prospecting for oil : McGraw-Hill, New York.

Nettleton, L. 1976. Gravity and magnetics in oil prospecting: McGraw-Hill, New York.

Omran, A.A. and Alareeq, N.M., 2018. Joint geophysical and geochemical evaluation of source rocks—A case study in Sayun-Masila basin, Yemen. Egyptian journal of Petroleum, 27(4), pp.997-1012.

O'Neil, J.R., 1979. Stable isotope geochemistry of rocks and minerals, 264-273, In Jäger, E. and Hunziker, J.C. (eds.), Lectures in isotope geology, Springer-Verlag, Berlin, 329p.

Palmer ,D., 1980. The Generalized Reciprocal Method Of Seismic Refraction Interpretation ,Society Of Exploration Geophysics , ISBN (print): 978-0-931830-14-3, 112p.

Parasnis, D. S.,1997. Principles of Applied Geophysics (Fifth Edition ed.). Chapman Hall.

Perez-Flores, M.A. 1995. Rapid 2-D inversion of data from resistivity, magnetotelluric and controlled source electromagnetics at low induction numbers. Ph.D. thesis, CICESE, Ensanada, Mexico.

Revil A, Leroy, P, 2004. Constitutive equations for ionic transport in porous shales. J Geophys Res 109 (B3): B03208.

Reynolds, J. M. 2003. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics, Reynolds Geo-Science Ltd., U. K., 796pp.

Schlumberger, 1987. Log interprétation, Principles / Applications. Schlumberger Educational Service, Houston, Texas 77010, USA., 189p.

Schlumberger, 1989. Log interprétation Principles/ applications. Schlumberger, Houston, TX.

Schlumberger, 2005. Log interpretation charts. Schlumberger, Houston

Schlumberger. 1991. Log interprétation Principles / applications. Houston, Tx: Schlumberger Educational Services.

Schlumberger Educational Services. 1987. Schlumberger log interpretation principles/applications. Houston, Tex. Schlumberger Educational Services.

Schmoker, J. W., and T. C. Hester. 1983. Porosity and thermal maturity of limestone bodies in Jurassic Swift Formation, Williston Basin, North Dakota. Reston, Va., U.S. Dept. of the Interior, Geological Survey.

- Schmoker, J. W. 1979. Preliminary porosity estimates of south-Florida Cenozoic carbonate rocks based on borehole gravity measurements. Reston, Va., U.S. Geological Survey.
- Schmoker, J. W. 1981. Organic-matter content of Appalachian Devonian shales determined by use of wire-line logs: summary work done 1976-80. Reston, Va., U.S. Geological Survey.
- Schmoker, James W. 1980. Defining organic-rich facies in the Devonian shale in the western part of the Appalachian basin. U.S. Geological Survey.
- Serra, O, 1984. Fundamentals of well-log interpretation. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Serra, O., 1986, Fundamentals of well log interpretation, Vol. II: Developments in Petroleum Science, El-Sevier. Publ. Co., Amsterdam, 679p.
- Serra, O. 2007. Well logging and reservoir evaluation. Paris, France: Editions Technip.
- Sharma, P.V.,1986. "Geophysical Method In Geology "" ,2nd Edition Elsevier ,New York , 428 pp.
- Sharma P.V.,1997. Environmental and Engineering Geophysics, Cambridge University Press, 475 pp.
- Shendi, El-Arabi H. 2007. Introduction of Geophysics, Lecture Notes, Suez Canal University Faculty of Science.
- Sheriff, R. E., 2002. Encyclopedic dictionary of applied geophysics: SEG Geophysical Reference Series No. 13, 4th Ed., Society of Exploration Geophysicist (SEG), Tulsa, Oklahoma, 429 p.
- Sheriff,R.E. and Geldart, L.P.,1995. Exploration Seismology , 2nd edition, Cambridge University Press, Cambridge , 592 p.
- Sheriff, R.E. and Geldart, L.P. 1986. "Exploration Seismology", Cambridge Univ. Press, Cambridge, pp. 316.
- Sheriff, Robert E., 1991. Encyclopedic Dictionary Of Exploration Geophysics, 3rd Edition, Tulsa, Society of Exploration Geophysics.
- Sjogren, B. 1984. Shallow Refraction seismic. Chapman and Hall, London, 270pp.
- Sjögren, B.1984. Shallow Refraction Seismic. Chapman & Hall, London.
- Snyder, D.D. & Fleming, D.B. 1985. Well logging- a 25 year perspective. Geophysics, 50, 2504-29.



- Stacey, F.D. & Banerjee, S.K. 1974. The Physical Principles of Rock Magnetism. Elsevier, Amsterdam.
- Steiber, S.J., 1970. Pulsed neutron capture log evaluation in the Louisiana Gulf Coast: Society of Petroleum Engineers. In 45th Annual Meeting, paper SPE-2961.
- Sumner, J.S. 1976. Principles of Induced Polarization for Geophysical Exploration. Elsevier, Amsterdam.
- Swift, C.M., 1967. A magnetotelluric investigation of electrical conductivity anomaly in the Southwestern United States [Ph.D.].
- Szabo Norbert Péter , 2020. Introduction to Engineering and Environmental Geophysics ,Course Notes. University of Miskolc, Department of Geophysics.
- Talwani, M. , and Heirtzler, J.R. , 1964. Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional structures of arbitrary shape: Computers in the mineral industries, Part 1 , Stanford University Publication, p.464-480.
- Talwani, M. , Le Pichon, X. & Ewing, M. 1965. Crustal structure of the mid-ocean ridges 2. Computed model from gravity and seismic refraction data. J. Geophys. Res. , 70,341-52.
- Talwani, M. , Worzel, J.W. , and Landsman, M. , 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone: Journal of Geophysical Research, v.64, p. 49-59.
- Tarling, D.H. 1983. Paleomagnetism. Chapman and Hall, London.
- Telford, W., Geldart, L., Sheri., R., Keys, D.A., 1991. Applied Geophysics (Second ed.). Cambridge University Press.
- Tezkan, B. 1999. A review of environmental applications of quasistationary electromagnetic techniques, Surveys in Geophysics, 20, 279308.
- Timur A, 1987. Acoustic logging. In: Bradley H(ed) Petroleum production handbook. SPE, Dallas, TX.
- Tittman J, 1986. Geophysical well logging. Academic Press, Orlando, FL 65.
- Tsuboi, C., 1981. Gravity. George Allen & Unwin Press, 254p.
- Turcotte, D. L. , and Schubert, G. 1982. Geodynamics. Wiley, New York.
- Tyne, E.D. 1980. A review of mise-à-la-masse surveys at Elura. Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys. , 11,186-7.

- Van Overmeeren, R.A.1994. Georadar for hydrogeology. First Break,12,401-8.
- Vogelsang, D. 1995. Environmental Geophysics, A Practical Guide, Springer Verlag.
- Vozoff, 1991. The magnetotelluric method, in Nabighian, M.N., ed., Electromagnetic methods in applied geophysics, Vol. 2, p. 641-711.
- Wilsom, J. 1989. Field Geophysics, Wiley.
- Winsauer, W.O., Shearin, H.M., Masson, P.H. & Williams, M. 1952. Resistivity of brine-saturated sands in relation to pore geometry. AAPG Bulletin, 36, 253-277.
- Wyllie, M., R., 1963. The fundamentals of well log interpretation. New York Academic Press.
- Wyllie ,M.R.J. ,Gregory ,A.R. And Gardener ,G.H.F.,1958. "An Experimental Investigation Of Factor Affecting Elastic Wave Velocity In Porous Media " ,Geophysics .Vol.23 ,pp.459-493.
- Yilmaz O., 1997. Seismic Data Processing, Investigations in Geophysics, SEG, Tulsa, US.
- Yungul, S. H., 1996. Electrical methods in geophysical exploration of deep sedimentary Basin, Publ., Chapman and Hall, London., 208 p.

<http://ocw.mit.edu>

<http://www.hinageo.en.alibaba.com>

http://www.glossary.oilfield.slb.com/Terms/c/common_midpoint.aspx

<http://www.xsgeo.com/course/display.htm>

<http://www.slideshare.net/sibtehassanbutt/seismic-reflection-data-processing>

http://wiki.seg.org/wiki/Rms_amplitude_AGC

http://sepwww.stanford.edu/public/docs/sep121/paper_html/node2.html

<http://www.searchanddiscovery.com/documents/2004/sheriff/index.htm>

https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Deconvolution_before_and_after.png

<http://www.slideshare.net/oncel/refraction-seismic>







ترجمة المصطلحات الواردة في الكتاب



Absolute gravity	جاذبية مطلقة
Absorption	امتصاص
Absorption coefficient	معامل امتصاص
Acoustic impedance	معاوقة الصوتية
Air gun	مدفع هواء
Air wave	موجة هوائية
Alternating current	تيار متردد
Ambiguity	غموض
Amplifier	مكبر
Amplitude	سعة
Amplitude factor	عامل السعة
Analogue recording	تسجيل تناظري
Analogue system	نظم تناظرية
Analysis	تحليل
Analytical methods	طرق تحليلية
Angular interval	فترة زاوية
Anomaly	شاذة
Antarctic	القطب الجنوبي
Anticline	طية محدبة



Apparent resistivity	مقاومة نوعية ظاهرية
Arctic	القطب الشمالي
Aerated Zone	نطاق التهوية
Arrangement	ترتيب
Array	ترتيب المجموعة (صف)
Attenuation	تعتيم
Attraction and repulsion	تجاذب وتنافر
Attractive force	قوة جاذبة
Axial dipole	ثنائي الأقطاب المحوري
Basaltic rocks	صخور بازلتية
Base station	محطة القاعدة
Basement rocks	صخور القاعدة
Basement structure	تركيب صخور القاعدة
Bed rock	طبقة الصلبة
Biosphere	الغلاف الحيوي
Blind zone	المنطقة العمياء
Block diagram	رسم تخطيطي
Block faulting	تصدع كتلي
Borehole	بئر حفر
Bouguer anomaly	شاذة بوجيير
Bouguer correction	تصحيح بوجيير
Bulk modulus	المعامل الحجمي
Calibration	معايرة
Canyon	وادي ضيق

Cap rock	صخر غطاء
Capillary zone	نطاق الخاصية الشعري
Centrifugal force	قوة طاردة مركزية
Channel	قناه
Chargeability	قابلية الشحن
Chart	منحنى بياني
Clean zone	نطاق التنظيف
Coil	ملف
Collapse	انهيار
Common depth point	نقطة ذات العمق المشترك
Component	مركبة
Compressibility	القابلية للانضغاط
Compressional velocity	سرعة تضاغطية
Compressional waves	موجات تضاغطية
Conducting ore body	جسم خام موصل
Conductivity	موصلية كهربية
Configuration	نظام (شكل)
Constitutive equation	معادلات التأسيسية
Contamination	تلوث
Continental Crust	القشرة القارية
Continuous profiling	تسجيل مستمر للبروفيل
Contrast density	كثافة متباينة
Correction	تصحيح
Correlation	مضاهاة



Coverage	تغطية
Critical angle	الزاوية الحرجة
Cross section	قطاع عرضي
Crossover distance	مسافة العبور
Crust	قشرة
Crystalline rock	صخور متبلورة
Current	تيار
Declination	انحراف
Delay time	زمن التأخير
Demagnetization	إزالة التمهغنط
Density contrast	تفاوت الكثافة
Density log	سجل الكثافة
Detection	كشف
Diamagnetic	ضعيف النفاذية المغناطيسية
Dielectric permittivity	سماحية العزل الكهربائي
Diffusion	انتشار
Digital computer	حاسب رقمي
Digital recorder	مسجل رقمي
Dip	ميل
Dipole method	طريقة ثنائية القطب
Dipping beds	الطبقات المائلة
Direct current	تيار مستمر
Direct method	الطريقة مباشرة
Direct wave	موجة مباشرة

Direction	اتجاه
Discontinuity	انقطاع أو عدم استمرارية
Discrete frequency	ترددات منفصلة
Dispersed	متفرق
Displacement	إزاحة
Distance	مسافة
Distortion	تشوه
Diurnal correction	تصحيح يومي
Diurnal variation	تغير يومي
Divergence	تباعد
Dominant frequency	تردد سائد
Drift	انجراف
Derivatives	مشتقات
Early stage	المرحلة المبكرة
Earth crust	القشرة الأرضية
Earth tides	المد والجزر
Eddy current	تيار دوامي
Effective porosity	المسامية الفعالة
Elastic coefficient	معامل المرونة
Elastic constant	ثابت المرونة
Elastic wave	موجة مرنة
Electric field	مجال كهربائي
Electric moment	عزم كهربائي
Electrochemical	كهروكيميائي



Electrode	قطب
Electrodes interval	مسافة تباعد الأقطاب
Electromagnetic anomaly	شاذة كهرومغناطيسية
Electromagnetic geophones	سماعات كهرومغناطيسية
Electromagnetic prospecting	تنقيب كهرومغناطيسي
Electromotive force	قوة دافعة كهربية
Element	عنصر
Elevation correction	تصحيح الارتفاع
Empirical	تجريبي
Energy source	مصدر الطاقة
Equator	خط استواء
Equilibrium	اتزان
Equipotential surface	سطح متساوي الجهد
Exploration	استكشاف
Fault	صدع
Ferromagnetic	مغناطيس حديدي (حديدو مغناطيسية)
Field	مجال
Field measurements	قياسات الحقل
Field procedures	طرق حقلية
Flow	تدفق
Formation factor	معامل التكوين
Formations	تكوينات
Formula	معادلة
Fractures	شقوق

Free air correction	تصحيح الهواء الحر
Free water surface	سطح الماء الحر
Frequency	تردد
Frequency domain	مجال التردد
Frequency range	مدى التردد
Frequency spectrum	طيف التردد
Function	دالة
Fundamental relationship	علاقات أساسية
Gal	وحدة قياس الجاذبية
Galvanometer	مقياس الجهد الكهربائي
Gamma ray log	سجل إشعاع جاما
Gamma ray radiation	أشعة جاما
Geiger counter	عداد جايجر
Geomagnetic instruments	أجهزة المغناطيسية الأرضية
Geophone	سماعة أرضية
Geophysics	جيوفيزياء
Geosyncline	طية مقعرة إقليمية
Gradient of gravity	ممال الجاذبية
Granitic rock	صخور جرانيتية
Graphical method	طريقة بيانية
Gravitational acceleration	عجلة الجاذبية
Gravitational anomaly	شاذة جاذبية
Gravitational field	مجال الجاذبية
Gravity method	طريقة الجاذبية



Gravity reading	قراءة الجاذبية
Groundwater	مياه الأرضي الجوفية
Gun	مدفع أو بندقية
Gyroscope	ضابط الاتجاه (جيروسكوب)
Hidden layer	طبقة المخفية
High-pass filter	مرشح إمرار الترددات العالية
Homogeneous half space	وسط متجانس نصف فضائي
Hydrophone	سماعة مائية
Hydrosphere	الغلاف المائي
Hysteresis loop	منحنى التخلف
Igneous rocks	صخور نارية
Impedance	معاوقة
Impermeable	غير منفذ
Inclination	ميل
Indirect method	طريقة غير مباشرة
Induced magnetism	مغناطيسية مستحثه
Induced polarization	استقطاب مستحث
Induction log	سجل الحث
In phase	في نفس الطور
Instrument	جهاز
Intensity of magnetization	شدة التمغنط
Intercept time	زمن الاعتراض
Interface	سطح فاصل
Interference	تداخل

Intermediate stage	المرحلة المتوسطة
Interpretation	تفسير
Interval velocity	سرعة بينية
Invaded zone	نطاق الغزو
Irregular	غير منتظم
Late stage	مرحلة المتأخرة
Latitude	خط عرض
Laurasia	لوراسيا
Layer	طبقة
Leakage	تسرب
Limitations	قيود
Liquid junction potential	جهد التقاء المائع
Lithology	طبيعة الصخر
Longitudinal waves	موجات طولية
Love wave	موجة لوف
low-frequency currents	تيار منخفض التردد
Low-pass filtering	ترشيح تمرير منخفض
Lunar diurnal variation	تغيرات يومية قمرية
Magma	مجما (الصهير)
Magnetic declination	انحراف مغناطيسي
Magnetic inclination	ميل مغناطيسي
Magnetic induction	حث مغناطيسي
Magnetic moment	عزم المغناطيسي
Magnetic storms	عواصف مغناطيسية



Magnetic survey	مسح مغناطيسي
Magnetic susceptibility	تقبلية مغناطيسية
Magnetite	أكسيد الحديد المغناطيسي (ماجنييت)
Magnetometer	جهاز قياس المغناطيسية
Magnetotelluric	تيار الأرضي المغناطيسي
Marine	بحري
Master curve	منحنى قياس أصلي
Mean velocity	سرعة متوسطة
Membrane potential	جهد الغشاء
Metal factor	معامل الفلز
Metamorphic rocks	صخور متحولة
Milligal	ملي جال
Multiple reflection	انعكاس متعدد
Near surface wave	موجة قريبة من السطح
Neutron log	سجل النيوترون
Noise	تشوش أو ضوضاء
Nonlinear	غير خطي
Nonpolarized electrode	قطب غير مستقطب
Normal gravity	جاذبية طبيعية
Observation	قياسات
Observed gravity	جاذبية مقاسه
Oceanic Crust	قشرة محيطية
Out of phase	متفاوت أو خارج الطور
Paleo-magnetism	مغناطيسية قديمة

Paleontology	علم الحفريات
Pangea	بانجيا
Penetration depth	عمق الاختراق
Permeability	نفاذية
Phase angle	زاوية الطور
Phase change	تغير الطور
Plate tectonics	ألواح تكتونية
Polarization	استقطاب
Position	موقع
Potential	جهد
Potential field	مجال جهد
Potentiometer	مقياس فرق الجهد
Power spectra	طيف القوى
Primary porosity	المسامية الأولية
Primary waves	موجات الأولية
Processing	معالجة
Profile	بروفيل
Propagation of velocity	سرعة الانتشار
Prospecting	تنقيب
Pseudo-section	مقطع خادع
Pulse	نبضة
Qualitative interpretation	تفسير كيفي
Quantitative interpretation	تفسير كمي
Radar	رادار



Radioactive	مشع
Range	مدى
Ray	شعاع
Rayleigh wave	موجة رالي
Receiver coil	ملف المستقبل
Reciprocal time	زمن متبادل
Reconnaissance survey	مسح استطلاعي
Reduction of data	اختزال البيانات
Reflecting interface	حد الفاصل العاكس
Reflection	انعكاس
Reflection time	زمن انعكاس
Refraction	انكسار
Rigidity modulus	معامل الصلابة
Regional effect	تأثير إقليمي
Regional gravity	جاذبية إقليمية
Remnant magnetization	مغناطيسية متخلفة
Residual magnetization	مغناطيسية متبقية
Resistance	مقاومة
Resistivity	مقاومة نوعية
Resistivity log	سجل المقاومة النوعية
Response element	عنصر الاستجابة
Rotation	دوران
Salt dome	قبة ملحية
Saturated Zone	نطاق التشبع

Saturation	التشبع
Scattered energy	طاقة مبعثرة
schematic diagram	رسم بياني تخطيطي
Schlumberger array	ترتيب شلمبرجير
Sea level	منسوب سطح البحر
Second derivative	مشتقة الثانية
Secondary porosity	المسامية الثانوية
Secondary waves	موجة الثانوية
Secular change	تغيرات متناهية البطء
Sedimentary basin	حوض رسوبي
Sedimentary rocks	صخور الرسوبية
Seismic coupling	ازدواج سيزمي
Seismic energy	طاقة سيزمية
Seismic waves	موجات سيزمية
Seismogram	مرسمه الزلازل (سيزموجرام)
Seismology	علم الزلازل
Self potential	جهد ذاتي
Self potential log	سجل الجهد الذاتي
Sensitivity	حساسية
Sensor	جهاز حساس (مجس)
Separation	فصل
Separation	فصل
Series	متسلسلة
Shale zone	نطاق الطفل



Shear strain	انفعال القص
Shear wave	موجة القص
Shot	تفجير
Shot hole	حفرة تفجير
Single channel	قناة وحيدة
Skin depth	عمق القشرة
Smoothing	تسوية
Sonde	جهاز تسجيل في البئر
Sonic log	سجل السمعي
Source	مصدر
Space	فضاء
Spread	امتداد
Spring	زنبرك
Square wave	موجة مربعة
Stacking	تجميع
Static shift	إزاحة ثابتة
Steady state	حالة استقرار
Strain	انفعال
Strata	طبقة
Stratigraphy	طباقية
Strength of magnetization	شدة المغناطيسية
Stress	إجهاد
Strike	مضرب
Structural	تركيبية

Structural features	ظواهر (سمات) تركيبية
Structural relief	تضاريس تركيبية
Subsurface	تحت سطحي
Susceptibility	تقبلية
Surface wave	موجة سطحية
Syncline	طية مقعرة
Tensor	كمية ممتدة
Terrain	تضاريس
Tilt angle	زاوية الميل
Time domain	مجال الزمن
Time scale	سلم جيولوجي
Trace correction	تصحيح الأثر
Transient	عابر
Transverse wave	موجة مستعرضة
Travel time curve	منحنى زمن انتقال
Transmitter coil	ملف المستقبل
Two dimensional	ثنائي البعد
Unconsolidated rocks	صخور الغير متماسكة
Underground	تحت السطحية
Uninvaded zone	نطاق عدم الغزو
Universal gravitational constant	ثابت الجاذبية العالمي
Volcanic rocks	صخور بركانية
Voltage	جهد
Water table	منسوب المياه الجوفية



Wave	موجة
Wave form	الشكل الموجي
Wave front	صدر الموجة
Wave number	رقم الموجة
Wave path	مسار الموجة
Weathering correction	تصحيح التجوية
Well	بئر
Well logging	تسجيلات الآبار
Wenner array	ترتيب فينر





الجمعية السعودية للعلوم الجيوسكانية
Arabic Journal of Geosciences

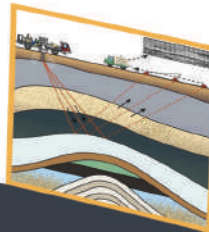
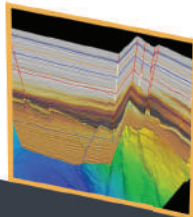
جامعة
الملك سعود
King Saud University



الجيوفيزياء التطبيقية APPLIED GEOPHYSICS

أ.د. عبدالله بن محمد العمري

الجيوفيزياء التطبيقية
APPLIED GEOPHYSICS



الطبعة الاولى
نومبر ٢٠٢٠
العدد ٤٤٣

أ.د. عبدالله بن محمد العمري

الطبعة الاولى
نومبر ٢٠٢٠
العدد ٤٤٣



أ.د. عبد الله بن محمد العمري

www.alamrigeo.com

<ul style="list-style-type: none">❖ دكتوراه في الجيوفيزياء عام 1990 م من جامعة مينيسوتا - أمريكا❖ المشرف على مركز الدراسات الزلزالية- جامعة الملك سعود❖ المشرف على كرسي استكشاف الموارد المائية في الربع الخالي❖ المشرف على مركز الطاقة الحرارية الارضية بجامعة الملك سعود❖ رئيس الجمعية السعودية لعلوم الأرض❖ رئيس قسم الجيولوجيا والجيوفيزياء - جامعة الملك سعود❖ مؤسس ورئيس تحرير المجلة العربية للعلوم الجيولوجية AJGS❖ رئيس فريق برنامج زمالة عالم مع جامعة أوريغون الحكومية الأمريكية ومعهد ماكس بلانك الألماني	المناصب الإدارية والفنية
<ul style="list-style-type: none">● مستشار مدينة الملك عبدالعزيز للعلوم والتقنية● مستشار هيئة المساحة الجيولوجية و هيئة المساحة العسكرية والدفاع المدني● مستشار مدينة الملك عبدالله للطاقة الذرية والمتجددة● مستشار هيئة الرقابة النووية والإشعاعية● باحث رئيس في عدة مشاريع بحثية مدعمه من مدينة الملك عبدالعزيز للعلوم والتقنية وشركة أرامكو● باحث رئيس في مشاريع مدعمه من وزارة الطاقة الأمريكية وجامعة كاليفورنيا ومعهد ليفرمور الأمريكي LLNL● عضو الجمعية الأمريكية للزلازل● عضو الاتحاد الأمريكي للجيوفيزياء● عضو الاتحاد الأوروبي للجيولوجيين● عضو لجنة كود البناء السعودي وعضو المنتدى الخليجي للزلازل GSF● عضو لجنة تخفيف مخاطر الزلازل في دول شرق البحر الأبيض المتوسط RELEMR● باحث رئيسي ومشارك في مشاريع بحثية مع جامعات الاباما وبنسلفانيا وأوريغون الأمريكية● ضمن قائمة (المنجزون البارزون العرب) من قبل منظمة ريفاسيمنتو الدولية● ضمن قائمة Who's Who في قارة اسيا للتميز العلمي● ضمن قائمة Who's Who في العالم للإسهامات العلمية	الاستشارات والعضويات
<ul style="list-style-type: none">❖ نشر أكثر من 150 بحث علمي في مجلات محكمة❖ ألف 23 كتاب علمي❖ أصدر موسوعة رقمية في علوم الأرض من 14مجلد و107 ملف علمي	النشر العلمي والتأليف
<ul style="list-style-type: none">❖ انجز 40 مشروع بحثي محلي و 16 مشروع بحثي دولي و 74 تقرير فني	المشاريع البحثية
<ul style="list-style-type: none">❖ شارك في أكثر من 125 مؤتمر محلي ودولي و 75 ندوة وورشة عمل متخصصة.	المؤتمرات والندوات
<ul style="list-style-type: none">❖ باحث رئيسي في 13 مجموعة عمل أمريكية وألمانية	التعاون الدولي
<ul style="list-style-type: none">❖ حصل على جائزة المراعي للإبداع العلمي عام 2005 م❖ حصل على جائزة التميز الذهبي من مدينة الملك عبدالعزيز للعلوم والتقنية عام 2006 م❖ حصل على جائزة أ بها التقديرية للإسهامات العلمية عام 2007م❖ حصل على جائزة جامعة الملك سعود للتميز العلمي عام 2013 م❖ حصل على جائزة الاتحاد الأمريكي للجيوفيزياء للتعاون الدولي والنشاط البحثي عام 2013 م❖ حصل على جائزة جامعة السلطان قابوس للإسهامات العلمية عام 2013 م❖ حصل على جائزة الملك سعود لإدراج المجلة العربية للعلوم الجيولوجية في قائمة ISI❖ حصل على جائزة أفضل رئيس تحرير مجلة علمية عام 2017 من الناشر الألماني SPRINGER❖ حصل على جائزة ألبرت نيلسون مراكز للإنجاز مدى الحياة عام 2018 من منظمة Who's Who العالمية	الجوائز
<ul style="list-style-type: none">❖ حصل على 85 درع تكريمي وشهادات تقدير من المملكة وعمان والكويت والامارات والاردن ومصر وتونس والجزائر وألمانيا وأمريكا	دروع التكريم

