



طرائق الجاذبية

السنة الثالثة

فرع الجيوفизياء التطبيقية



منشورات جامعة دمشق
كلية العلوم

طرائق الجاذبية

الدكتور محسن سعيد
أستاذ مساعد في قسم الجيولوجيا

الدكتور جمال أبو ديب
أستاذ في قسم الجيولوجيا

١٤٤٢ - ١٤٤١
٢٠٢٠ - ٢٠١٩ م

جامعة دمشق



الفهرس

صفحة

5	- الفهرس
9	- مقدمة
11	- الرموز المستخدمة
13	- مقدمة عامة: الجاذبية الأرضية
15	I - مقدمة تاريخية
17	II - الكمون الجاذبي
19	III - توازن القشرة الأرضية
29	الفصل الأول: مبادئ أساسية في الجاذبية
31	- مقدمة
31	- مبادئ أساسية
31	- قانون نيوتن في التجاذب
32	- تسارع الجاذبية
33	- وحدات الجاذبية
34	- جاذبية الأرض
34	- شكل الأرض
34	- الكرواني المرجع
36	- المجسم الأرضي
37	- كثافة الصخور والفلزات
38	- كثافة الصخور الرسوبيّة
38	- كثافة الصخور النارية
39	- كثافة الصخور المتحولة
40	- كثافة الفلزات
45	الفصل الثاني: الحقل الجاذبي فوق بعض الأجسام هندسية الشكل

47	- مقدمة -1-2
47	-2- الحقل الجاذبي فوق بعض الأجسام هندسية الشكل
47	-1-2- كرة
50	-2-2- أسطوانة أفقية
52	-3-2- أسطوانة شاقولية
55	-4-2- أسطوانة شاقولية بعيدة عن المركز السطحي
55	-5-2- حزام أفقي لامتناهي الطول ومتعادم مع مسار القياس
58	-6-2- شريحة رقيقة أفقية غير منتظمة الشكل ومحدودة الأبعاد
59	-7-2-2- جسم ثلاثي الأبعاد مقطوعه العرضي مستطيل واقع في المستوى XZ
	-8-2-2- أجسام هندسية مائة مقاطعها العرضية واقعة في المستوى XZ
63	الفصل الثالث: أجهزة المسح الجاذبي
69	- مقدمة -1-3
71	-2- مقاييس القيمة المطلقة
71	-1-2-3- التوازن
72	-2-2-3- الجسم الهابط
74	-3- مقاييس التدرج الأفقي الجاذبي
74	-1-3-3- ميزان الفتل
76	-4- مقاييس القيمة النسبية
78	-1-4-3- مقاييس النوع المستقر
78	-2-4-3- مقاييس النوع اللامستقر
79	-3-4-3- مقاييس ذات نابضن كوارتزى ومجموعة متحركة
79	-4-4-3- مقاييس ذات شريط ترددى
86	-5-3- مقاييس المسح الجاذبي البحري
87	-1-5-3- مقاييس قاع البحر
87	-2-5-3- مقاييس مثبتة على قاعدة متحركة دائمة الأفقي

88	3-5-3- مقاييس مثبتة على قاعدة جيروسكوبية
89	الفصل الرابع: طرائق المسح الجاذبي
91	1-4- مقدمة
92	2-4- المسح الجاذبي القاري
93	1-2-4- شبكات الجاذبية
95	2-2-4- تحديد محطات المسح
95	3-2-4- تنفيذ المسح
97	4-2-4- المسح الجاذبي القاري الإقليمي
99	3-4- المسح الجاذبي الدقيق
100	4-4- المسح الجاذبي الجوي
100	1-4-4- تحديد موقع الطائرة في المسح الجاذبي الجوي
101	2-4-4- تطور المسح الجاذبي الجوي
105	5-4- قياس الجاذبية البئرية
107	6-4- المسح الجاذبي البحري
107	1-6-4- التخلص من تأثير حركة السفينة
107	2-6-4- تحديد موقع السفينة
111	3-6-4- المسح الجاذبي البحري العميق
112	4-6-4- المسح الجاذبي البحري الضحل
113	7-4- المسح بواسطة الأقمار الصناعية
115	الفصل الخامس: إرجاع المعطيات الحقلية وتفسيرها
117	1-5- مقدمة
117	2-5- إرجاع الجاذبية
118	1-2-5- تصحيح انسياق المقياس
118	2-2-5- تصحيح خط العرض
121	3-2-5- تصحيح الارتفاع
125	4-2-5- تصحيح الطبوغرافي
133	5-2-5- تصحيح المد والجزر

133	6-2-5 - تصحيح التوازن
134	7-2-5 - شواذ بوجير
135	8-2-5 - تصحيح إيتقوس
138	3-5 - تحديد كثافة الصخور
140	1-3-5 - تحديد الكثافة من السرعة السیزمیة
142	2-3-5 - تحديد الكثافة بطريقة أشعة غاما
144	3-3-5 - تحديد الكثافة بقياس الجاذبية في الآبار
145	4-3-5 - طريقة نيتيلتون لتحديد الكثافة
146	5-3-5 - طريقة باراسنيس لتحديد الكثافة
146	4-5 - فصل الشواد
146	1-4-5 - الشواد الإقليمية والشواد المتبقية
147	2-4-5 - فصل الشواد الإقليمية والشواد المتبقية
171	5-5 - تسيير المعطيات
174	1-5-5 - الطريقة المباشرة
178	2-5-5 - الطريقة غير المباشرة
188	6-5 - أمثلة على المسح الجاذبي
188	1-6-5 - الاستكشاف الجاذبي للخامات الفلزية
191	2-6-5 - الاستكشاف الجاذبي للهيدروکربون
204	3-6-5 - الاستكشاف الجاذبي للغوالق
207	- المراجع
211	- جدول المصطلحات العلمية مرتبة وفق الأبجدية العربية
223	- جدول المصطلحات العلمية مرتبة وفق الهجائية الإنجليزية

مقدمة

بدأ تدريس مقرر طرائق الجاذبية في التقيب عام 1980 كأولى مقرر لدكتور جمال أبوديب، وتحولت إلى كتاب جامعي في العام 1982. تولى الدكتور رغدان العظم تدريس المقرر عام 1986، وأصدر كتاب طرائق الجاذبية في التقيب عام 1992، الذي احتوى ثلاثة فصول، عالج الأول منها مبادئ التقيب الجاذبي والأجهزة المستعملة، وعالج الثاني أسس تنفيذ القياسات الحقلية والتصحيحات الازمة، وعرض الفصل الثالث طرائق تفسير معطيات الجاذبية. والآن وبعد مرور سبع وعشرين سنة على تلك الطبعة ظهر منهاج ووضع الكتاب الحالي وفق المنهاج الجديد.

بدأ الكتاب بمقعدة عامة شملت نبذة تاريخية عن تطور طرائق الجاذبية، ثم شرحاً مبسطاً للكمون الجاذبي تلاه شرح مختصر لتوزن القشرة الأرضية. تتناول الفصل الأول مبادئ الجاذبية الأساسية وجاذبية الأرض، ثم كافة الصخور والفلزات التي شملت عدداً من الجداول. وعالج الفصل الثاني التأثير الجاذبي لأجسام ذات أشكال هندسية، وكذلك التأثير الجاذبي الناتج عن أجسام هندسية مائلة، ولاسيما الفوالق المختلفة لما لها من أهمية في تشكيل المكامن الاقتصادية. وتطرق الفصل الثالث باختصار لمقاييس القيمة المطلقة للجاذبية ومقاييس القيمة النسبية ثم مقاييس المسح الجاذبي البحري.

تضمن الفصل الرابع أنواع المسح الجاذبي كلها، أي المسح القاري والمسح الجوي والمسح البحري وقياس الجاذبية بالآبار، وأخيراً المسح بوساطة الأقمار الصناعية. وتضمن الفصل الخامس إرجاع الجاذبية وطرائق تحديد ثلاثة الصخور، ثم طرائق فصل شواد الجاذبية، وتبعها طرائق تفسير معطيات الجاذبية، مع بعض الأمثلة للاستكشاف الجاذبي للخامات الفلزية والهيدروكربون والفالق. وأخيراً وردت المراجع التي اعتمدت في التأليف، وتبعها جدول بالمصطلحات العلمية مرتبة وفق الأبجدية العربية، وأخر مرتب بحسب الهجائية الإنجليزية.

أملين أن تكون هذه الطبعة قد قدمت عملاً متكاملاً، شمل كل ما يمكن أن تقدمه طرائق الجاذبية للتنقيب الفلزى والهيدروكربونى وللأعمال الجيوهندسية والأثارية والبيئية.

كما نرجو أن نكون قد وفقنا في تحقيق الهدف من هذا الكتاب، وتقديم الفائدة المرجوة للطالب، والمنقب، والباحث، في مجال الجاذبية التطبيقية، فقد حرصنا مأمين على الدقة، لكن جلّ من لا يخطئ.

والله ولي التوفيق

تموز 2019

المؤلفان

الرموز المستخدمة

نظراً إلى تعدد المراجع التي اعتمدت في إعداد هذا الكتاب، ولاختلاف رموز المصطلحات بين مرجع وأخر، وُحدت الرموز ماعدا القليل منها الذي بقي كما ورد في المنشورات الأصلية. سنورد فيما يأتي الرموز مرتبة وفق الأبجدية العربية للمصطلحات.

الرمز	المصطلح
L	ارتفاع أسطوانة
r	البعد بين جسمين أو بين جسم والقياس
g	تسارع الجاذبية الأرضية
ϵ	التسطح القطبي
δg	تغير الجاذبية الأرضية
G	ثابت الجاذبية العالمي
SI	الجملة الدولية (الوحدات) (متر كيلوغرام ثانية)
cgs	الجملة السقافية (الوحدات) (سنتيمتر غرام ثانية)
V	الحجم
T	دور نواس أو حركة دورانية
ω, Ω	الزاوية "المجسمة"
ω_2	الزاوية المجمسة للسطح السفلي للجسم
ω_1	الزاوية المجمسة للسطح العلوي للجسم
ω	سرعة زاوية
b	سمكافة أو عرض صفيحة شاقولية
t	سمكافة صفيحة أفقية (وشريحة أفقية)
L	طول اتجاه الجسم
z_2	عمق السطح السفلي لجسم
z_1	عمق السطح العلوي لجسم
z	عمق سطح ما
z_c	عمق مركز جسم كروي أو محور أسطوانة أفقية
Gal	غال
F	قوة الجاذبية
g_0	قيمة الجاذبية في خط الاستواء

Φ	قيمة خط العرض
M_e	كتلة الأرض
m	كتلة الجسم
dm	كتلة عنصر صغير
λ	كتلة واحدة الطول
ρ	كثافة الجسم
σ	كثافة واحدة المساحة
V	كمون جانبي
g_z	المركبة الشاقولية لتسارع الجاذبية
O	مركز سطحي
A	مساحة مقطع عرضي
x	المسافة الأفقية
S	مسافة شبكة لشبكة قياسات
$mGal$	ميلي غال
$x_{1/2}$	نصف عرض الشواذ
R_e	نصف قطر الأرض
R_e	نصف قطر الأرض الاستوائي
R_p	نصف قطر الأرض القطبي
R	نصف قطر كرة أو أسطوانة
EU	وحدة الإينفوس

مقدمة عامة

الجاذبية الأرضية

General Introduction Gravity



يتضمن التقيب الجاذبي قياس التغيرات في الحقل الجاذبي الأرضي على أمل اكتشاف تغيرات عالية أو منخفضة في كثافة الصخور بالنسبة إلى التشكيلات المحيطة، ومن ثم معرفة خواصها من شواد الحقل الجاذبي الأرضي. تجري القياسات عادة على سطح الأرض، كما تجرى أحياناً تحت سطح الأرض.

يجري التقيب الجاذبي في الاستكشاف النفطي بوصفه أداة استطلاعية، ومع أنه مكلف مادياً يبقى أقل كلفة من التقيب السيسمي. ويطبق في الاستكشاف الفلزي بوصفه طريقة ثانوية لاحقة للتقيب المغناطيسي والكهربائي لدراسة مناطق الشواد المغناطيسية أو الكهرطيسية. كما يجرى المسح الجاذبي في الدراسات الجيوهندسية والأثرية (Arzi, 1975).

ونتعد طريقة الجاذبية طبيعية المصدر، مثل طرائق المغناطيسية والإشعاعية وبعض الطرائق الجيوكهربائية. تعد طريقتا المغناطيسية والجاذبية طرائق كمونية، مع وجود اختلافات أساسية بينهما. تعتمد الجاذبية الكثالة، في حين تعتمد المغناطيسية عوامل أخرى مثل الحقل المغناطيسي المحرض واتجاهات الذرات المغناطيسية. تسبب التغيرات في كثافة الصخور القريبة من سطح الأرض تغيرات في الحقل الجاذبي الأرضي، ولما كانت تغيرات الكثافة صغيرة نسبياً تكون تغيرات الجاذبية الناتجة عن الكتل الصخرية المحلية صغيرة أيضاً مقارنة بالحقل الجاذبي الأرضي الكلي (من مرتبة جزء واحد من 10^6 أو 10^7)، في حين تكون شواد المغناطيسية كبيرة بالنسبة إلى الحقل المغناطيسي الأرضي. وتغيرات الحقل المغناطيسي مع الزمن معقدة في حين تكون تغيرات الحقل الجاذبي ثابتة (بإهمال تغيرات المد والجزر). كذلك تصحيحات الجاذبية أكثر تعقيداً وأكثر أهمية من تصحيحات المغناطيسية. كما إن المسح الجاذبي أكثر كلفة وأبطأ من المسح المغناطيسي.

I - مقدمة تاريخية :Historical foreword

للقى غاليليو غاليلي (Galileo Galilei) الإيطالي عام 1589 أورانا ثقبة وخفيفة من برج بيزا المائل، لمعرفة تأثير الوزن في سرعة هبوط الأجسام. ثم وضع جوهان كبلر (Johann Kepler) قوانين حركة الكواكب، وهذا مكن العالم الإنجليزي سير إسحق نيوتن (Sir Isaac Newton) في الأعوام (1687-1685) من اكتشاف قانون الجاذبية العالمي (universal law of gravitation) .(Telford et al., 1990)

ومكنت رحلات أكاديمية العلوم الفرنسية في المدة بين 1735 و 1745، إلى لبلاند والبيرو (إكوادور) العالم بيير بوجير (Pierre Bouguer) من وضع كثير من علاقات التجاذب، بما فيها تغيرات الجاذبية مع الارتفاع وخط العرض، والجذب الأفقي الناتج عن الجبال وكثافة الأرض.

وصمم العالم كابتن هنري كيتر (Captain Henry Kater) عام 1817 التوازن المركب (compound pendulum) ذا المراكز المتغيرة، الذي أصبح الأداة الرئيسة للبحث الجاذبي أكثر من قرن من الزمن. ونظرًا إلى أن تغيرات الجاذبية صغيرة، سعى العالم بارون رونالد فون إيتغوس (Baron Ronald von Eötvos) إلى قياس المشتقات بدلاً من القيم الكاملة للجاذبية، فأنجز عام 1890 أول ميزان فتل (Torsion balance) (معدل من ميزان كولومب Coulomb) وقام بمسح جاذبي فوق جليد بحيرة بالاتون (Lake Balaton) في هنغاريا عام 1901. استخدم العالم فينینغ مينيسز (Vening Meinesz) عام 1923 التوازن في غواصة هولندية للبرهان على تغير الجاذبية في مناطق مختلفة من المحيطات، لاسيما تغيرات الجاذبية الكبيرة بالقرب من الإلخود الإندونيسي (Indonesian trench).

وفي كانون الأول من عام 1922، أدى مسح بميزان فتل لحقن نفط سبينديلتوب (Spindletop) بولاية تكساس الأمريكية إلى البدء باستخدام التقريب الجيوفизيائي في الاستكشاف النفطي.

وفي أواخر عام 1924 أثبتت حفر بئر نفط اختبارية في قبة ناش الملحة (Nash salt dome) في ولاية تكساس الأمريكية، صحة التفسير الجاذبي، وأصبح أول اكتشاف هيدروكربون بوساطة الجيوفيزاء، وبدأ إنتاج النفط منه في كانون الثاني من عام 1926.

شهد النصف الثاني من عام 1920 مسحاً جاذبياً مكثفاً بوساطة ميزان الفتل. وعام 1929 بدأ استخدام التوازن المحمول (portable pendulum) في المسح الجاذبي، وتبع ذلك استخدام مقياس الجاذبية المستقر (stable gravimeter) عام 1932، ثم استخدم مقياس الجاذبية غير المستقر (unstable gravimeter) عام 1937. وعام 1934 وصف العالم لاكoste (LaCoste, 1934) التابع صفرى الطول (zero-length spring)، ثم صمم عام 1939 مقياس لاكoste الجاذبي الأول (LaCoste gravimeter) الذي يدخل في تركيبه

النابض صفيري الطول. في السنوات اللاحقة اعتمدت مقاييس الجاذبية (LaFehr, 1980) للقياس تحت الماء وعلى السفن المتحركة والطائرات وفي الآبار.

في الأربعينيات من القرن الماضي طورت الطرق التخطيطية (graphic method) والشبكة (grid method) لعزل الشواد وبحسب الشواد الناتجة عن أجسام بسيطة. وزاد تطور الحواسيب والبرمجيات في المنتصف الثاني من القرن العشرين من القدرات التفسيرية للمعطيات الحقلية، ومنك ذلك من حل المسألة العكسية (inverse problem) في الدراسات البيوفيزيائية.

II - الكمون الجاذبي : Gravitational potential

يُعرف الكمون في نقطة واقعة في حقل جاذبي أنه العمل اللازم لقوة الجاذبية لتحرير كتلة واحدة من اللانهاية إلى نقطة القياس.

والحقل الجاذبي حقل محافظ، أي إن العمل اللازم لتحرير كتلة لا يتوقف على الطريق الذي تقطعه بل على نقطتي البداية والنهاية، أي إنه لو عادت الكتلة إلى نقطة البداية كان العمل المتصروف مساوياً الصفر، ويعتبر آخر يكون مجموع الطاقة الحركية والطاقة الكامنة ثابتاً في مجموعة مغلقة.

ويفرض وجود كتلة m_1 واقعة في نقطة P ووحدة الكتلة m_2 واقعة في اللانهاية، (الشكل I) ثم تحركت بتأثير جذب الكتلة m_1 إلى نقطة O التي تبعد مسافة R عن الكتلة m_1 ، ويفرض r هي المسافة المتغيرة التي تفصل الكتلتين بعضهما عن بعض في آية لحظة على طول المسار الذي تقطعه m_2 من اللانهاية إلى نقطة O، يعطي a تسارع وحدة الكتلة في أثناء حركتها من اللانهاية إلى نقطة O بالمعادلة الآتية:

$$a = G \frac{m_1}{r^2} \quad (1)$$

حيث G ثابت الجاذبية العالمي.

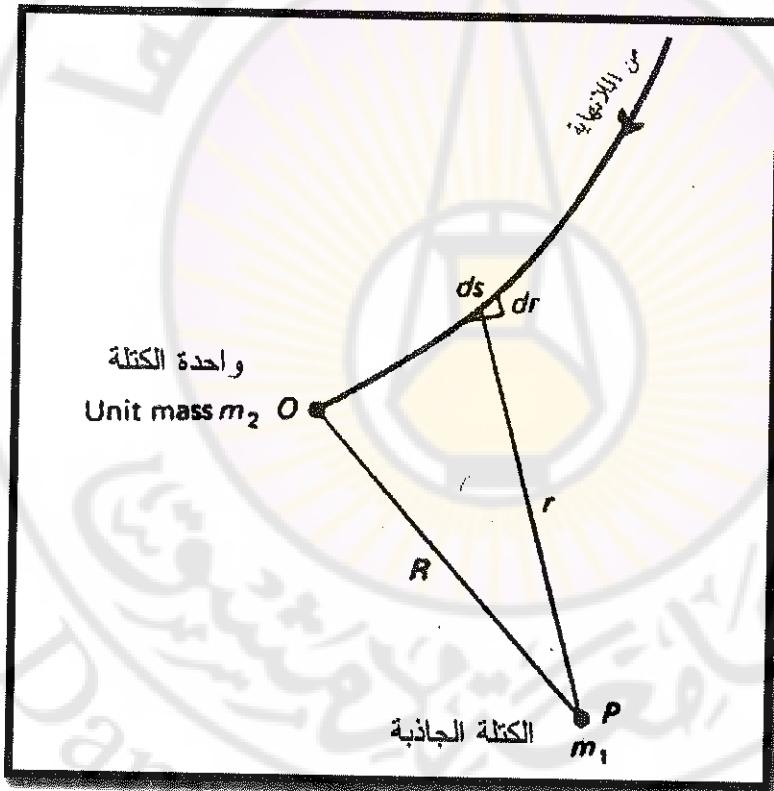
ويعطي العمل الدّي اللازم لتحرير كتلة مسافة صغيرة مقدارها ds التي مركبتها dr على طول r وباتجاه النقطة P بالمعادلة الآتية:

$$dv = G m_1 \frac{dr}{r^2} \quad (2)$$

وبتكامل المعادلة من الالهایة إلى R نحصل على العمل المبذول لتحريك واحدة الكتلة من الالهایة إلى نقطة O بتأثير الكتلة m_1 وفق المعادلة الآتية:

$$V = \int_{\infty}^R a \cdot dr = G \cdot m_1 \int_{\infty}^R \frac{dr}{r^2} = G \cdot \frac{m_1}{R} \quad (3)$$

يظهر من المعادلة (3) أن العمل المبذول، أي الكمون، لا يتعلّق بالمسار الذي تقطعه واحدة الكتلة في حركتها نحو الكتلة m_1 ، بل يعتمد على المسافة R التي تفصل بين الكتلتين. ويظهر من المعادلتين (1) و (3) أن تسارع الجاذبية هو مشتق الكمون الجاذبي بالنسبة لـ r . يدعى السطح ذو الكمون الثابت سطح تساوي الكمون (equipotential surface) ويكون العمل المصروف لنقل كتلة ما عليه مساوياً الصفر.

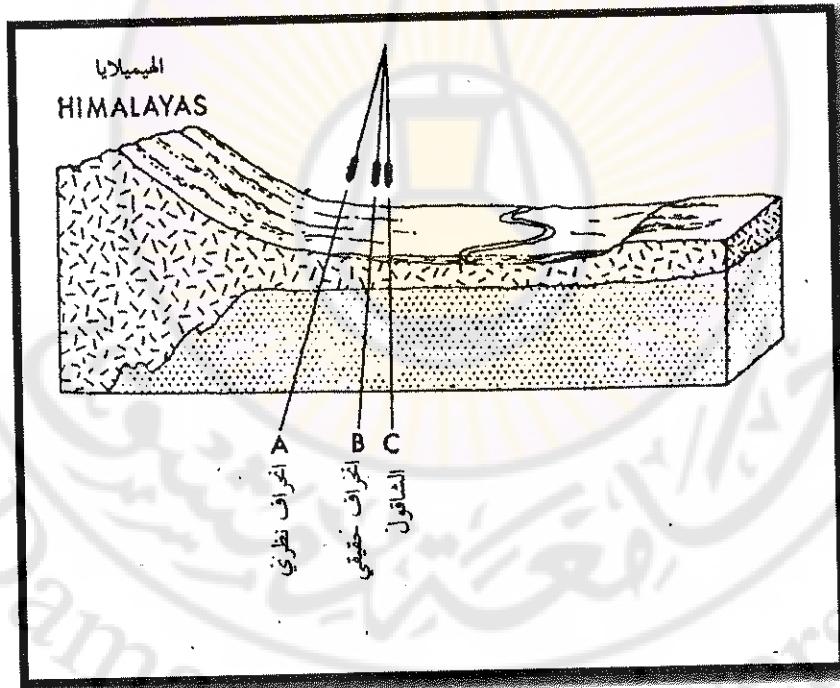


الشكل (I): حساب الكمون الجاذبي لكتلة على مسار محدد.
(بحسب دوبرين وسافيت Dobrin & Savit, 1988)

III - توازن القشرة الأرضية :Isostasy

لوحظ منذ بداية قياس الجاذبية وجود علاقة منتظمة بين شواد الجاذبية (أو ما يدعى شواد بوجير Bouguer anomaly) وطبوغرافية المنطقة، إذ تكون الشواد سالبة دوماً فوق المرتفعات ومحبطة فوق البحار وقربة من الصفر فوق المناطق القارية قربة الارتفاع من مستوى سطح البحر. وقد توقع برات (Pratt, 1855) سنة 1855 (كاهن الكنيسة الأنجلיקانية في كلكتا بالهند ومهتم بالعلوم) عند قياس الجاذبية فوق شمال الهند انحراف الشاقول (فادن البناء) انحرافاً كبيراً باتجاه الجبال (انحراف نظري) (شكل II)، في حال لو كانت الجبال عبارة عن نقل إضافي فوق قاعدة صلبة، ولكن كانت نتائج القياسات مخالفة لتوقعاته لأن الانحراف كان أقل من ثلث ما توقع (انحراف حقيقي)، وهذا يدل على أن هنالك نقصاً في كثافة صخور الأساس الذي تقوم عليه الجبال عامة وزيادة في كثافة صخور أساس المحيطات.

وعام 1889 أطلق الجيولوجي دتون Dutton تعابير توازن القشرة الأرضية Isostasy وربطه بتغيرات الجاذبية.



الشكل (II): انحراف الشاقول بالقرب من جبال الهيميلايا.

(حسب ستيسى Stacey, 1969)

- نموذج برات :Pratt model

فسر برات هذا التناقض بين الانحراف النظري والانحراف الحقيقي بالقول إنه كلما ارتفع الجبل قلت كثافته الوسطية، وعمم هذه الفرضية بفرض وجود سطح منتظم ضمن القشرة الأرضية دعاه مستوى التعادل compensation level، أي إن الجبال مؤلفة من أعمدة فوق هذا السطح بحيث تكون متوسطات الكثافة لهذه الأعمدة متساوية (الشكل III).

ووضع الأمريكي هيغورد (J. F. Hayford) بين عامي 1909 و 1910 نموذجاً رياضياً يمثل نموذج برات، لذا يدعى النموذج الآن نموذج برات - هيغورد (الشكل IV).

- نموذج آري :Airy model

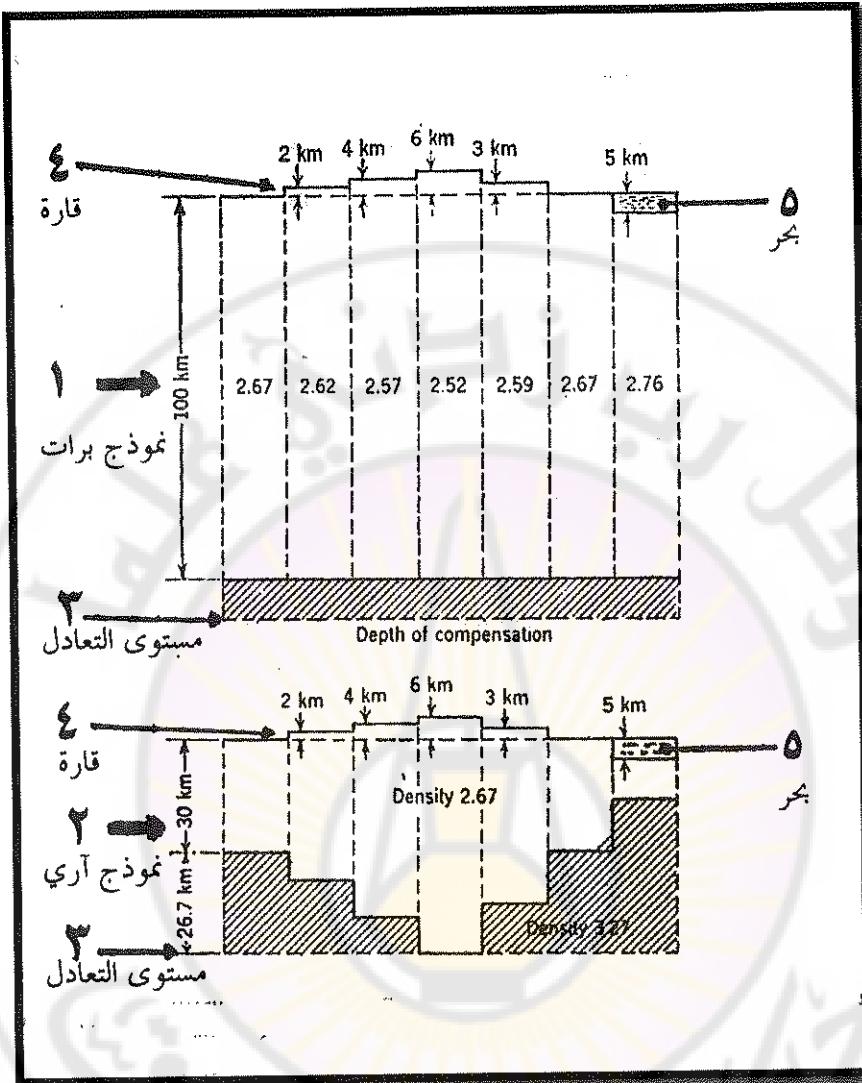
في العام نفسه 1855 أيضاً وضع آري (Airy, 1855)، (فلكي بريطاني ومدير مرصد غرينويش)، فرضيته عن توازن القشرة الأرضية، إذ فرض أن للجبال جذوراً يزداد عمقها كلما ارتفع الجبل بحيث يتحقق شرط التوازن عند مستوى التعادل.

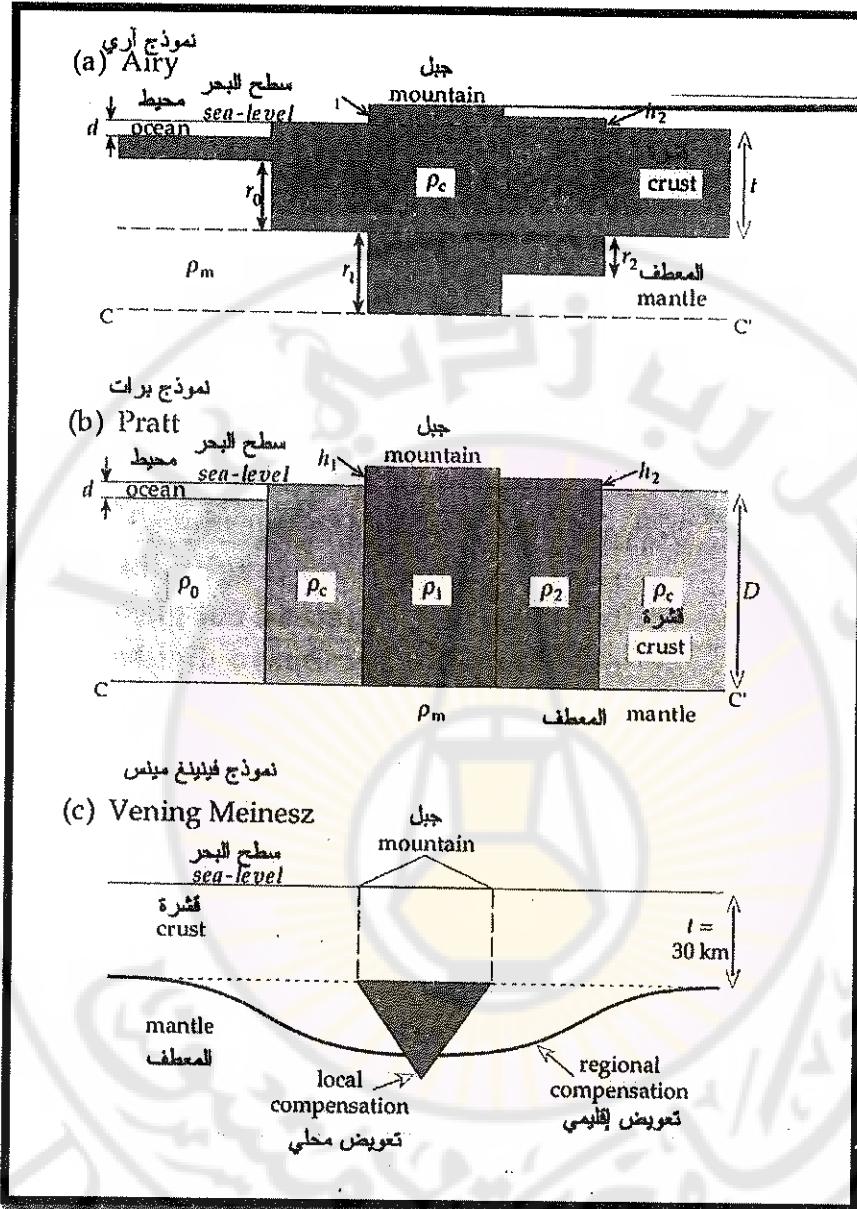
هكذا تكون الكثافة الوسطية للمنطقة الواقعة بين قمة الجبل مروراً بجذوره حتى مستوى التعادل متساوية الكثافة الوسطية للمنطقة الواقعة تحت سطح البحر وحتى مستوى التعادل (شكل III).

ووضع هيسكانين (W. A. Heiskanen) بين عامي 1924 و 1938 مجموعة من الجداول لحساب تصحيح التوازن وفق نموذج آري، ومنذ ذلك الوقت تغير اسم النموذج إلى نموذج آري-هيسكانين (الشكل IV).

- نموذج فينينغ مينيس :Veninig Meines

عام 1931 اقترح الجيوفيزيائي الهولندي فينينغ مينيس (F. A. Veninig Meinesz) نموذجاً ثالثاً (الشكل IV) يقوم على أساس أن القشرة الأرضية تتصرف كصفحة مرنّة، وكما في النموذجين السابقين تعود القشرة على المعطف، لكن نموذج مينيس يقترح أن صلابة القشرة تنشر الثقل الطبوغرافي على منطقة واسعة في المعطف، كما يظهر بالخط الغامق (تعادل إقليمي) في الشكل (IV).



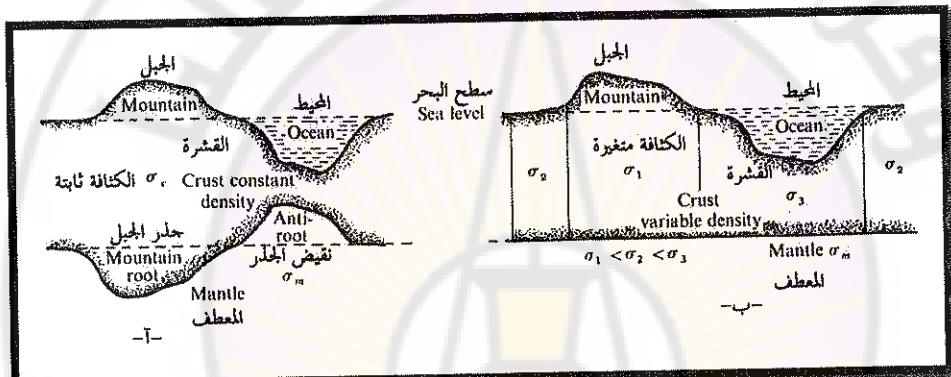


الشكل (IV): توازن القشرة الأرضية، وفق المعطيات الحديثة.

(بحسب لوري 2007)

من الواضح وجود فروق جوهرية بين الفرضيتين، (أري وبرات)، ففي نموذج آري تتغير سمك القشرة بحيث تقل تحت البحر (الشكل V - آ) وهذا يسمح لإحلال مواد المعطف عالية الكثافة محل صخور القشرة منخفضة الكثافة، وتزداد سمكها تحت الجبال بحيث تبدو وكأن للجبال جذوراً تناضر شكل الجبل. في حين يفترض نموذج برات تغير كثافة القشرة فقط في المناطق الجبلية وتزداد تحت البحر (الشكل V - ب) ويبقى مستوى التعادل مستوياً.

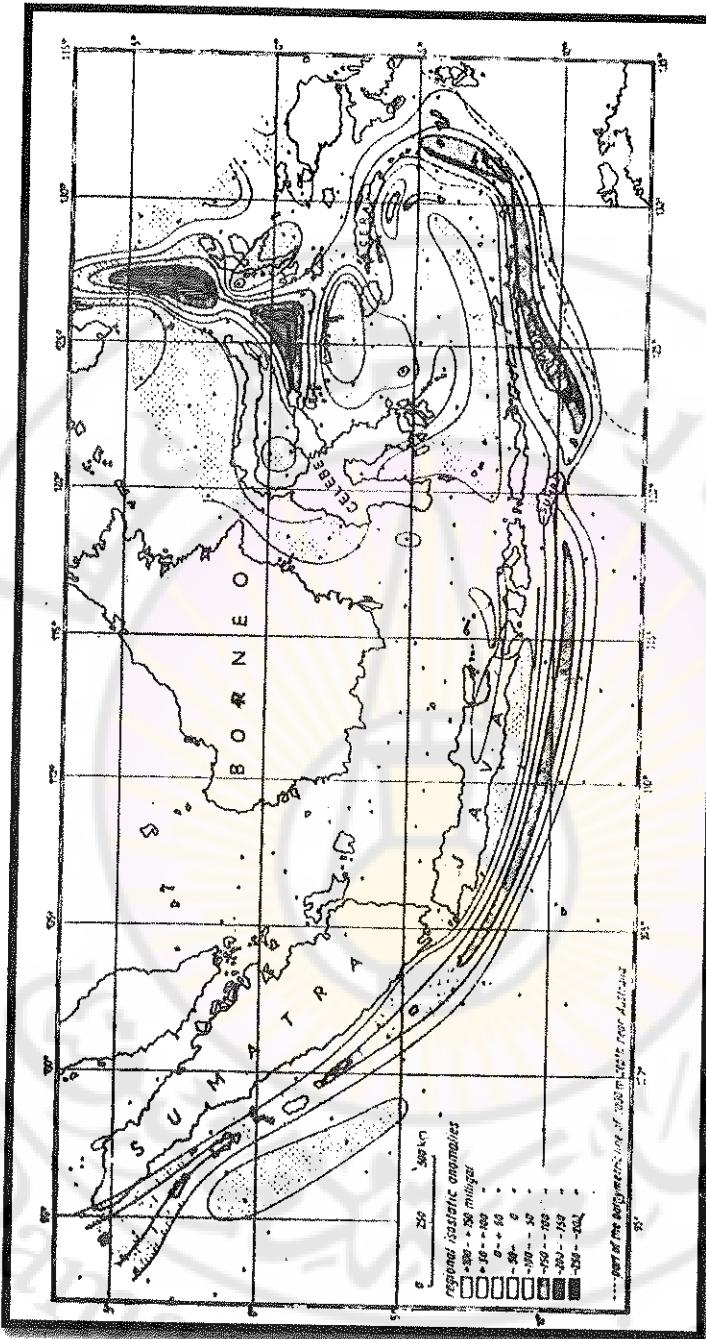
وعدل هيسكنين وموريتز (Heiskanen & Moritz, 1976) هاتين الفرضيتين ووضعا نموذجاً يسمح بحدوث تغيرات جانبية في كثافة القشرة مع تغير عمق سطحها السفلي، وأدخلوا عاملًا جديداً لم يلحظ في النماذجين السابقين، وهو: ارتفاع الكثافة مع العمق.



الشكل (V): توازن القشرة الأرضية، آ- نموذج آري، ب- نموذج برات.
(بحسب تلفورد وأخرين 1976 Telford et al., 1976)

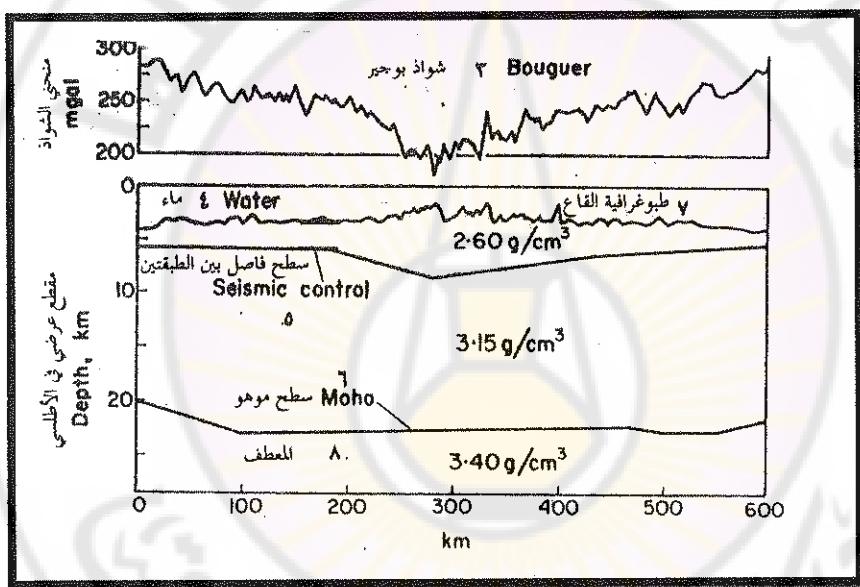
استخدمت شواد الجاذبية لدراسة كثير من التراكيب الجيولوجية الصغيرة والكبيرة، وسيورد بعض الأمثلة لتراكيب لها أهميتها العالمية:

من أهم شواد الجاذبية الحزام الضيق المتراوḥ ذو القيم السالبة (الشكل VI) الذي اكتشفه فينینغ مینیس (Vening Meinesz, 1945) ملزماً للأخدودات المحيطية (Oceanic trenches). وعلى فينینغ شكل الشواد المتراوḥ بأنه نتيجة انخفاض أحزمة متراوحة من القشرة الأرضية ضمن المعطف ذي الصخور الأعلى كثافة.



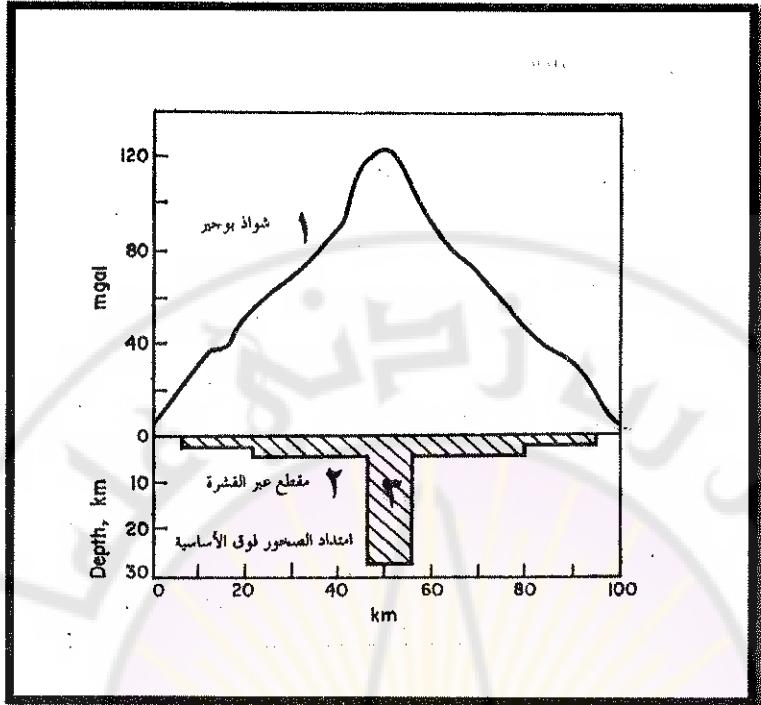
الشكل (V1): خريطة شواد الجاذبية فوق إندونيسيا. يلحظ تلازم الشواد السالبة مع الأخدود المحيطي.
 (بحسب ستيسى Stacey, 1969)

تصادف كذلك شواد الجاذبية السالبة فوق الأعراف المحيطية مثل العرف المحيطي في وسط المحيط الأطلسي، إذ يمتد حزام من التشواد السالبة على طول العرف، كما في شكل (VII) الذي يعطي منحنى شواد الجاذبية فوق عرف المحيط الأطلسي (الجزء العلوي من شكل (VII). علل تالوانى وأخرون (Talwani, et al., 1965) هذه الشواد بوجود طبقة شاذة في المعطف (الجزء السفلي من شكل VII)، وهي خليط من مواد القشرة الأرضية ومواد المعطف. فيما بعد علل مورغن (Morgan, 1965) هذه الشواد بأنها قد تكون ناتجة عن شواد في مواد المعطف، عمقها نحو 400 كم، ربما ناتجة عن ارتفاع مواد ساخنة ذات كثافة أخفض من كثافة المواد المحيطية. يبدو هذا التعليل أكثر قبولاً في ضوء الدراسات الحديثة.



الشكل (VII): شواد بوجير ومقطع عرضي في منطقة عرف المحيط الأطلسي.
(بحسب تالوانى وأخرين 1965 (Talwani, et al., 1965)

درس هاريسون (Harrison, 1955) شواد الجاذبية الموجبة التي ترافق الصخور فوق الأساسية الموجودة في جزيرة قبرص، ووضع النموذج الظاهر في شكل (VIII) لامتداد الصخور فوق الأساسية تحت الجزيرة. يظهر النموذج التدرج بسمكية هذه الصخور مع ازديادها لتصبح على شكل جزر تحت وسط الجزيرة.



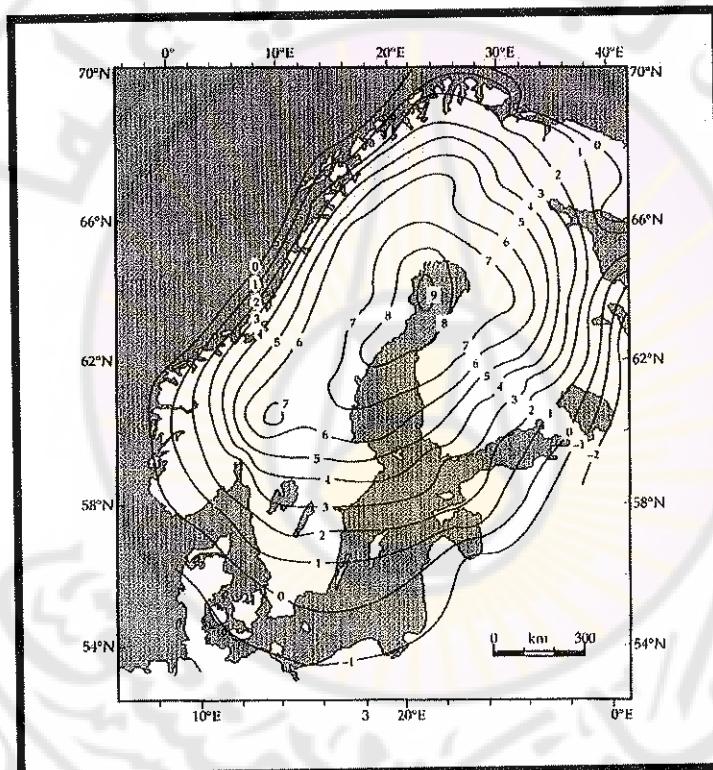
الشكل (VIII): شواد الجاذبية ومقطع عرضي في قشرة جزيرة فيرصون.
 (حسب هاريسون 1955)

من الثابت الآن أن شواد الجاذبية السالبة ترافق المناطق القارية التي تعرضت لانخفاض سابق تحت نقل كميات كبيرة من الجليد، وتعليق ذلك بأن نقل الجليد أدى إلى انخفاض القشرة الأرضية ضمن المعطف العلوي، وهذا يعني انتزاع مواد المعطف عالية الكثافة نحو الجوانب. هذا ما حصل في المنطقة الاسكندينافية وشمال كندا.

وذلك الدراسات الجيولوجية على أن المنطقة الاسكندينافية قد ارتفعت نحو 500 مترًا منذ البليستوسين Pleistocene (الشكل IX). يلاحظ في الشكل (IX) إن أكبر ارتفاع كان حول خليج بوتنيا (Bothenia)، ويقل بالتدريج نحو الأطراف. ويعزى هذا الارتفاع المستمر إلى ذوبان الجليد بعد العصر الجليدي البليستوسيني. ويعتقد بأن سماكة الجليد وصلت إلى 2.5 كم وهذا أدى إلى انخفاض قشرة المنطقة الاسكندينافية بحدود 600 إلى 700 مترًا في المعطف، وابتدأت المنطقة بالارتفاع تدريجياً بعد ذوبان الجليد منذ نحو 100000 سنة تحت تأثير الضغط الهيدروستاتيكي، كما يبدو في الشكل (X)، إذ يمثل الشكل الأيسر تجمع الجليد في أثناء عصر

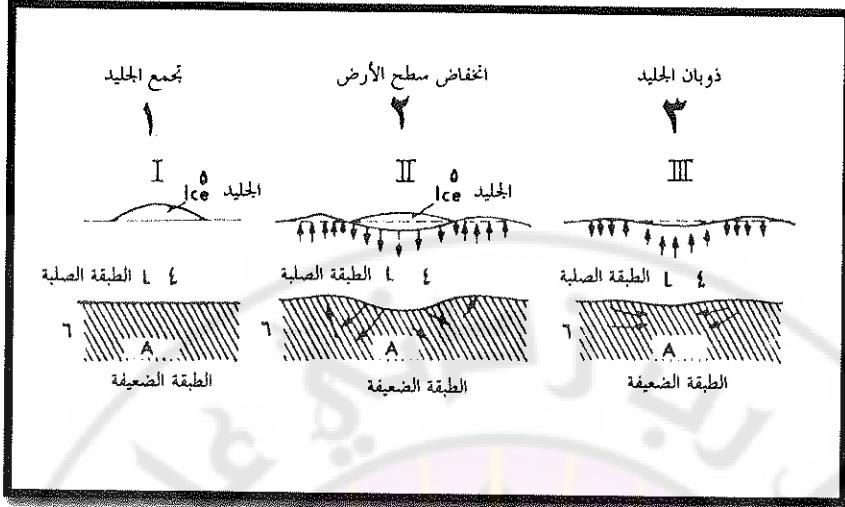
البليستوسين، في حين يمثل الشكل الأوسط انخفاض القشرة وإزاحة مواد المعطف جانبًا، ويمثل الشكل الأيمن الارتفاع التدريجي للقشرة بعد ذوبان الجليد تحت تأثير الضغط الهيدروستاتيكي لمواد المعطف المنصهرة التي تعود إلى حيث كانت قبل تجمع الجليد.

تشير شواز الجاذبية السالبة العالية (نحو 50 ميلي غال) الموجودة في المنطقة الاسكندينافية إلى أن هناك نحو 200 متر من القشرة ماتزال غاطسة في المعطف وستزول هذه الشواز السالبة عندما ترتفع المنطقة إلى وضعها الأصلي. تشير التسجيلات الحالية إلى أن معدل الارتفاع يصل إلى 8 مم/سنة.



الشكل (IX): ارتفاع اسكندينافيا بعد العصر الجليدي بالنسبة إلى مستوى سطح البحر. تدل أرقام المحننات على الارتفاع بالسنتيمتر بالقرن (سم/100 سنة). نقلًا عن كاكوري 1992 (Kakkuri, 1992).

(بحسب لوري 2007 (Lowrie, 2007)



الشكل (X): تأثير الضغط الهيدروستاتيكي في القشرة الأرضية.
(بحسب ستيسى Stacey, 1969)

الفصل الأول

مبادئ أساسية في الجاذبية

Fundamental Principles of
Gravity



١-١- مقدمة:

وضع الفيزيائين الأوائل المفهوم الذي (إن لقوى الجاذبية والكهربائية والمغناطيسية المترادلة بين المواد تأثير آني يحدث بالتأثير عن بعد)، ثم أدخل فارادي (Faraday) مفهوم حقل القوة (force-field) الذي عده الفراغ الذي تعمل فيه القوة أي إن حقل القوة يُعد وسيطاً في تفاعل الأشياء. ويمثل الحقل بخطوط الحقل (field lines)، بحيث يكون اتجاه القوة هو المماس لخط الحقل في أي نقطة، وشدة القوة متناسبة مع عدد خطوط القوة في واحدة المساحة.

يمكن، بناء على هذا المفهوم وعلى ملاحظات نيوتن وغاليليو القول أن للأرض قوة جذب لكل الأجسام الواقعة عليها، وتلك الواقعة ضمن الحقل الجاذبي المحيط بها، فكل جسم يرتفع بالقرب من سطح الأرض سيسقط عليها بسرعة متزايدة، يدعى هذا تسارع الجاذبية. وهذا التسارع ثابت في منطقة ما بغض النظر عن نوعية الجسم، لكنه يتغير مع تغير خط العرض ومع تغير كثافة الصخور الواقعة في منطقة ما.

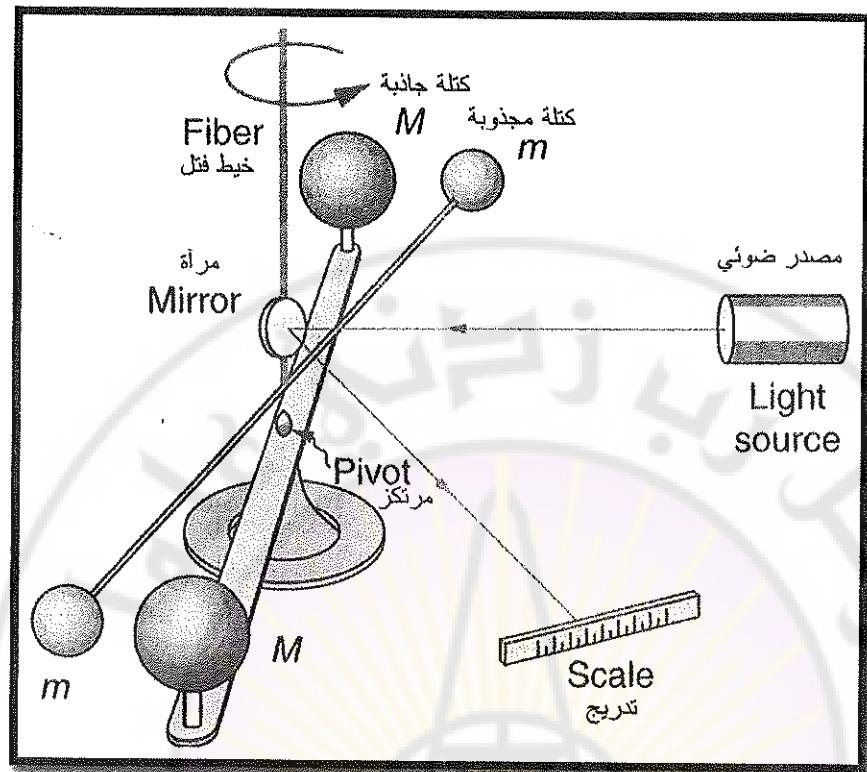
١-٢- مبادئ أساسية :Fundamental principles

١-٢-١- قانون نيوتن في التجاذب :Newton's Law of gravitation

يعبر عن قوة الجاذبية بقانون نيوتن الذي ينص على أن كل جسم في الكون يجذب إليه كل الأجسام الأخرى في الكون. فالقوة F المطبقة بين كتلتين m_1 و m_2 متناسبة طرداً مع حاصل ضرب الكتلتين بعضهما عن بعض وعكساً مع مربع المسافة r الفاصلة بين مركزيهما، وفق المعادلة الآتية:

$$F = G \cdot \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (1-1)$$

تعطى G القيمة الآتية في النظام الدولي SI (System Internationale) $G=6.672 \times 10^{-11} \text{ N m}^2/\text{kg}^2$ ، وفي جملة $G=6.672 \times 10^{-8} \text{ dyne cm}^2/\text{g}^2$ cgs. وقد قاسها كافندش (Cavendish) في المخبر عام 1797 بوساطة ميزان كافندش (Cavendish Balance) (الشكل ١-١) وأعطى قيمتها 6.654×10^{-8} cgs unit، وهي قيمة قريبة جداً من القيمة المعتمدة حالياً.



الشكل(1): مبدأ ميزان كافندش.

(من الإنترنيت)

2-2-1 تسارع الجاذبية :Acceleration of gravity

يمكن حساب التسارع a للكتلة m_2 في حقل الكتلة m_1 بقسمة القوة F على الكتلة m_2

كما يأتي :

$$a = \frac{F}{m_2} = G \frac{m_1}{r^2} \quad (1-2)$$

إذن التسارع a يساوي قوة الجاذبية بواحدة الكتلة بتأثير الكتلة m_1 . فإذا كانت m_1 هي كتلة الأرض M_E و r هي نصف قطر الأرض R_E ، يكون تسارع جاذبية الأرض g الذي يطبق على أي جسم يسقط باتجاه الأرض كما يأتي :

$$g = G \frac{M_e}{R_e^2} \quad (1-3)$$

1-2-3- وحدات الجاذبية :Gravity units

لخص برات (Pratt, 2005) الوحدات المستخدمة في الجاذبية على النحو التالي:

تستخدم حالياً وحدات عدّة في قياسات الجاذبية، لكن الوحدة الأساسية للتسارع هي متر/ثانية² (m/s^2)، ونظراً إلى أن تغيرات الجاذبية صغيرة جداً اعتمدت وحدات ملائمة على النحو التالي:

$$\begin{aligned} \text{التسارع: متر/ثانية}^2 \\ .(m/s^2) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{التقريب الجيوфизيائي: 1 غال = 1 سم/ثانية}^2 \\ .(1 \text{ gal} = 1 \text{ cm/s}^2 = 10^{-2} \text{ m/s}^2) \end{aligned}$$

ولما كان الغال وحدة كبيرة جداً في التقريب الجيوфизيائي، اعتمدت الميلالي غال بوصفها وحدة في النظام السعدي.

$$\begin{aligned} \text{النظام السعدي: 1 ميلالي غال = 10}^{-3} \text{ غال = 10}^{-5} \text{ م/ثانية}^2 \\ .(1 \text{ mgal} = 10^{-3} \text{ gals} = 10^{-5} \text{ m/s}^2) \end{aligned}$$

واعتمدت وحدة مختلفة للتقريب الجيوфизيائي في النظام الدولي SI، هي "وحدة الجاذبية" "gu" واحتصاراً gravity unit.

$$\begin{aligned} \text{وحدات النظام الدولي SI: وحدة الجاذبية = 10}^{-6} \text{ م/ثانية}^2 \\ .(1 \text{ gu} = 10^{-6} \text{ m/s}^2) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{التحويل: 1 ميلالي غال = 10 وحدة جاذبية} \\ .(1 \text{ mgal} = 10 \text{ gu}) \end{aligned}$$

شدة الحقل الجاذبي الأرضي تساوي تقريباً:

$$10 \text{ م/ثانية}^2 = 1000 \text{ غال} = 10^6 \text{ ميلي غال} = 10^7 \text{ وحدة جاذبية}$$

التغيير: يتغير الحقل الجاذبي الأرضي على سطح الأرض كاملاً بحدود 7000 ميلي غال أو 70000 وحدة جاذبية.

الحساسية/ الدقة: لتحقيق قياسات مفيدة يجب أن تسجل مقاييس الجاذبية تغيرات بالجاذبية من مرتبة 0.01 ميلي غال أو 1 وحدة جاذبية. الدقة المطلقة لمقاييس الجاذبية النموذجية هي نحو 0.1 ميلي غال.

3-1- جاذبية الأرض

1-3-1- شكل الأرض

تطور التقىب الجاذبي من دراسة الحقل الجاذبي الأرضي الذي كان موضع اهتمام علماء المساحة (geodesists) إلى تعين شكل الأرض. ونظراً إلى أن الأرض ليست كروية تماماً وغير متجانسة فإن التساع الجاذبي ليس ثابتاً على سطح الأرض بكاملها.

تغير قيمة الجاذبية وفق خمسة عوامل هي: خط العرض، والارتفاع، وطبوغرافيا الأرضية المحيطة، والمد والجزر، وتغيرات الكثافة تحت السطحية. يهتم التقىب الجاذبي بالشواذ الناتجة عن تغيرات الكثافة تحت السطحية التي تكون عادة أصغر بكثير من التغيرات الناتجة عن خط العرض والارتفاع، ولكنها عادة أكبر من تغيرات المد والجزر والطبوغرافيا. تصل تغيرات خط العرض إلى 5 Gal بين المناطق الاستوائية والقطبية، وقد تصل تغيرات الارتفاع إلى 0.1 Gal . تعد شواذ الجاذبية 10 mGal كبيرة في الاستكشاف النفطي، في حين تعد شواذ 1 mGal كبيرة في الاستكشاف الفلازي. وهكذا فإن التغيرات في قيمة g معتبرة في الاستكشاف، لكنها صغيرة مقارنة بقيمة g الكلية، وكذلك بالتغيرات الناتجة عن خط العرض والارتفاع. ولحسن الحظ يمكن إزالة تأثير العوامل غير المهمة بالنسبة إلى التقىب الجاذبي باعتماد الدقة في العمل.

1-3- آ- الكرواني المرجع

حدد شكل الأرض من القياسات الجيوфизية ومن تتبع الأقمار الصناعية، فتبين أنها كروانية الشكل (spheroidal) منفخة في خط الاستواء ومسطحة في القطبين. يعطى التسطح القطبي (polar flattening) بالعلاقة الآتية:

$$\epsilon = \frac{R_{eq} - R_p}{R_{eq}} = 1/298.25 \quad (1-4)$$

حيث:

ϵ التسطح القطبي.

R_{eq} نصف قطر الأرض الاستوائي.

R_p نصف قطر الأرض القطبي.

الكرواني المرجع هو إهليج مفلطح يمثل تقريباً سطح البحر، (الشكل 1-2) بفرض إزالة الأرضي الواقعة فوقه. اعتمد الاتحاد الدولي للجيوديزيا والجيوفيزيا عام 1930 الصيغة العامة الآتية لقيمة التسارع الجاذبي:

$$g = g_0(1 + \alpha \sin^2 \theta + \beta \sin^2 2\theta) \quad (1-5)$$

حيث:

g_0 قيمة الجاذبية في خط الاستواء.

α ثابت.

β ثابت.

θ قيمة خط العرض الذي يجرى فيه القياس.

وباعتماد القيم الآتية:

$$g_0 = 978.049 \text{ Gal}$$

$$\alpha = 0.0052884$$

$$\beta = -0.0000059$$

$$R_{eq} = 6378388 \text{ m}$$

$$R_p = 6356909 \text{ m}$$

$$E = 1/297$$

أصبحت المعادلة (Nettleton, 1976, p.17) على الشكل الآتي:

$$g = 978.049(1 + 0.0052884 \sin^2 \phi - 0.0000059 \sin^2 2\phi) \text{ Gal} \quad (1-6)$$

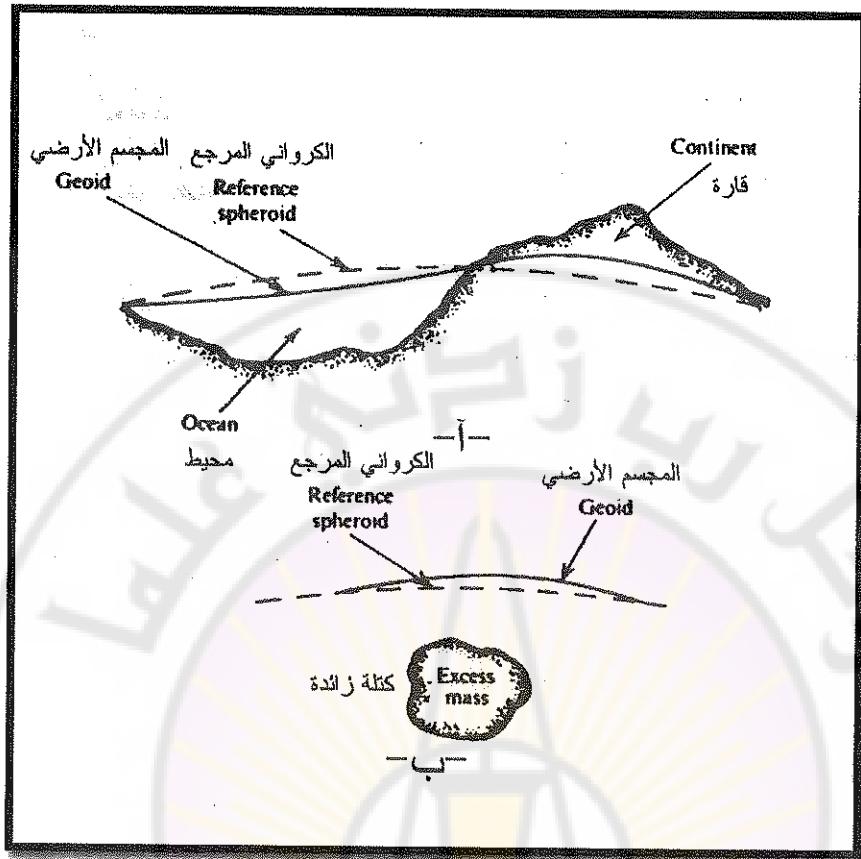
أعادت مجموعة المرجع الجيوديزي (Geodetic Reference System) عام 1967 النظر في المعادلة السابقة (Woolard, 1979) فوضعتها على الشكل الآتي:

$$g = 978.031846(1 + 0.005278895 \sin^2 \phi + 0.000023462 \sin^4 \phi) \text{ mGal} \quad (1-7)$$

1-3-1-ب- المجسم الأرضي :Geoid

بالرغم من دقة الثوابت الموجودة في المعادلة (1-7) لا تعبّر تعبيراً دقيقاً عن شكل الأرض، لأنها تهمل التموجات الناتجة عن تغيرات الطبوغرافية، فمتوسط الارتفاعات القارية نحو 500 متر، والارتفاعات العظمى والتعرّفات العظمى نحو 9000 متر، ولها تأثيرات كثيرة في تسارع الجاذبية. وهذا يعني وجود سطح آخر يأخذ بعين الاهتمام هذه التغيرات الطبوغرافية، يدعى هذا السطح بالمجسم الأرضي (الجيودي) (geoid)، وهو سطح نتساوي الكمون، ويمثل المستوى المتوسط لسطح البحر فوق المحيطات وفوق سطح ماء البحر في حالة كان موجوداً بأقنية محفرة بالكتل القارية (الشكل 1-2). أي إن المجسم الأرضي لا ينطبق على الكرواني المرجع لأنه مقعر نحو الأسفل فوق المحيطات ومحدب نحو الأعلى فوق القارات، يبلغ الخلاف بين السطحين نحو 100 متر.

يسمح الشكل البسيط لشكل الأرض بزيادة الكثافة مع العمق، ولكنه لا يأخذ بعين الاهتمام التغيرات الجانبية التي هي هدف التقريب الجاذبي. ويتحدد المجسم الأرضي نحو الأعلى فوق القارات بسبب جذب المواد الواقعة فوقه، ويتقعر نحو الأسفل فوق المحيطات بسبب كثافة الماء المنخفضة.



الشكل (1-2): مقارنة بين الكرواني المرجع والمجسم الأرضي،
أ- وضع الكرواني والمجسم على امتداد كبير،
ب- وضع الكرواني والمجسم فوق كتلة محلية.
(Telford et al., 2004)

1-4- كثافة الصخور والفلزات :Density of rocks and minerals

تعد التغيرات المحلية في الكثافة العامل المهم في تشكيل شواذ جاذبية، لكن تحديد هذا العامل يعاني من المشكلتين الآتيتين:

- 1- صغر التغير في كثافة الصخور أو الفلزات الذي يصل إلى نحو $2 \text{ غ}/\text{سم}^3$.
- 2- صعوبة تحديد الكثافة في الموقع، مع أنه من الممكن تحديدها بالسبر البئري أو من الدراسة السismية، لكن ذلك غير مطبق في الدراسة البترولية أو التفقيب المنجمي. لذلك تُقاس الكثافة

في المخبر لعينات صغيرة مأخوذة من التكسنفات الصخرية أو من اللباب المأخوذة من الآبار، لكن نادراً ما تعطي النتائج المخبرية الكثافة الحجمية الحقيقة، لأن العينات قد تكون تعرضت للتجوية أو التفتت أو زوال السائل منها.

1-4-1- كثافة الصخور الرسوبيّة:

تغير كثافة الصخور الرسوبيّة كثيراً في الصخر الواحد (الجدول 1-1)، ويعود ذلك إلى تغير مسامية الصخر وكثافة السائل الذي يملأ المسام، وقد يصل التغير إلى 10% من كثافة الصخر. كما تتغير الكثافة مع العمر الجيولوجي ومع العمق تحت سطح الأرض بحيث تزداد مع زيادة العمر والعمق. وقد أظهرت دراسة عينات من الحجر الطيني ارتفاع الكثافة من $2 \text{ غ}/\text{سم}^3$ إلى $2.60 \text{ غ}/\text{سم}^3$ مع ارتفاع بالعمق مقداره 5000 قدم.

الجدول (1-1): قيم كثافة بعض الصخور الرسوبيّة.

(Telford et al., 2004) (بحسب تلفورد وأخرين)

الصخر	مجال تغير الكثافة $\text{غ}/\text{سم}^3$	متوسط تغير الكثافة $\text{غ}/\text{سم}^3$
ترية	1.20-2.40	1.92
غضار	1.63-2.60	2.21
حصى	1.70-2.40	2.00
رمل	1.70-2.30	2.00
حجر رملي	1.61-2.76	2.35
غضار سفحي	1.77-3.20	2.40
حجر كلاسي	1.93-2.90	2.55
دولوميت	2.26-2.90	2.70
متوسط الصخور الرسوبيّة	-	2.50

1-4-2- كثافة الصخور النارية:

مع أن كثافة الصخور النارية أعلى عادة من كثافة الصخور الرسوبيّة هناك تداخل بين قيم نوعي الصخر. إن كثافة الصخور النارية الأساسية أعلى من كثافة الصخور النارية

الحامضية (الجدول 1-2). قد تكون مسامية الصخور البركانية عالية وهذا مما يخفض كثافتها. لكن يكون تأثير المسامية عامة في كثافة الصخور النارية منخفضاً، ما لم تكن الصخور غزيرة النشق.

الجدول (1-2): قيم كثافة بعض الصخور النارية.
(بحسب تلفورد وأخرين 2004 (Telford et al., 2004)

الصخر	مجال تغير الكثافة غ/سم ³	متوسط الكثافة غ/سم ³
ريوليت	2.35-2.70	2.52
أنديزيت	2.40-2.80	2.61
غرانيت	2.50-2.81	2.64
غرانوديوريت	2.67-2.79	2.73
بورفيري	2.60-2.89	2.74
ديوريت كوارتزي	2.62-2.96	2.79
ديوريت	2.72-2.99	2.85
لافز	2.80-3.00	2.90
دياباز	2.50-3.20	2.91
بازلت	2.70-3.30	2.99
غابرو	2.70-3.50	3.03
بيريدوتيت	2.78-3.37	3.15
متوسط الصخور الحامضية	2.30-3.11	2.61
متوسط الصخور الأساسية	2.09-3.17	2.79

1-4-3- كثافة الصخور المتحولة:

تزداد كثافة الصخور المتحولة لأن عملية التحول تعمل على ملء فراغات الصخر ولتنبلوره بصيغة عالية الكثافة (الجدول 1-3). لذا فإن الصخور الرسوبيّة المتحولة مثل الرخام والسلط والكوارتزيت أعلى كثافة من الصخور الرسوبيّة الأصلية مثل الحجر الكلسي والغضار

الصفحي والحجر الرملي. هذا صحيح بالنسبة إلى الصخور النارية المتحولة، فالغنيس يقابل الغرانيت والأمفيبول يقابل البازلت.

الجدول (1-3): قيم كثافة بعض الصخور المتحولة.

(Telford et al., 2004) بحسب تلفورد وأخرين

الصخر	مجال تغير الكثافة غ/سم ³	متوسط الكثافة غ/سم ³
كوارتزيت	2.50-2.70	2.60
شيسٍت	2.39-2.90	2.64
غروالك	2.60-2.70	2.65
رخام	2.60-2.90	2.75
سيرينتين	2.40-3.10	2.78
سليت	2.70-2.90	2.79
غنيس	2.59-3.00	2.80
أمفيبوليٌت	2.90-3.04	2.96
إيكلوجيت	3.20-3.54	3.37
متوسط الصخور المتحولة	2.40-3.10	2.74

4-4-1- كثافة الفلزات:

للفلزات المعدنية كثافة أعلى من متوسط كثافة الصخور (2.67 g/cm^3)، لكن تأثيرها الجاذبي محدود لأنها نادراً ما تتشكل بحجوم كبيرة (الجدول 1-4)، باستثناء بعض الفلزات، فإن الفلزات اللامعدنية تتمتع بكثافة أخف من متوسط كثافة الصخور (2.67 g/cm^3) (الجدول 1-5).

الجدول (1-4): قيم كثافة بعض الفلزات المعدنية.
(بحسب تلفورد وأخرين 2004)

الفلز	مجال تغير الكثافة غ/سم ³	متوسط الكثافة غ/سم ³
أكاسيد وكربونات		
بوكسيت	2.30-2.55	2.45
ليمونيت	3.50-4.00	3.78
سيديريت	3.70-3.90	3.83
روتيل	4.18-4.30	4.25
منغنت	4.20-4.40	4.32
كروميت	4.30-4.60	4.36
إليمينيت	4.30-5.00	4.67
بيرولوزيت	4.70-5.00	4.82
معنغيت	4.90-5.20	5.12
فرانكلينيت	5.00-5.22	5.12
هيماتيت	4.90-5.30	5.18
كوبيريت	5.70-6.15	5.92
كاستيريت	6.80-7.10	6.92
ولفراميت	7.10-7.50	7.32
كباريت ورذيجادات		
سفاليريت	3.50-4.00	3.75
مالاخيت	3.90-4.03	4.00
كالكوبيريت	4.10-4.30	4.20
ستانزيت	4.30-4.52	4.40
ستيننيت	4.50-4.60	4.60
بيرهونيت	4.50-4.80	4.65
موليدنيت	4.40-4.80	4.70

4.85	4.70-4.90	مركاسيت
5.00	4.90-5.20	بيريت
5.10	4.90-5.40	بورنيت
5.65	5.50-5.80	كلوكسيت
6.10	5.80-6.30	كوبالتيت
6.10	5.90-6.20	أرسينوبيريت
6.57	6.50-6.70	بيثموثينيت
7.50	7.40-7.60	غالينا
8.10	8.00-8.20	سينيبار

الجدول (1-5): قيم كثافة بعض الفلزات اللامعدية.

(بحسب تل福德 وأخرين 2004)

الفلز	المجال	متوسط الكثافة $\text{غ}/\text{سم}^3$
نفط	-	0.60-0.90
جليد	-	0.88-0.92
ماء بحر	-	1.01-1.05
ليغنيت	1.19	1.10-1.25
فحم لين	1.32	1.20-1.50
إنتراسيت	1.50	1.34-1.80
طباشير	2.01	1.53-2.60
غرافيت	2.15	1.90-2.30
ملح صخري	2.22	2.10-2.60
جص	2.35	2.20-2.60
كاولايت	2.53	2.20-2.63
أورتوكلاز	-	2.50-2.60

2.65	2.50-2.70	کوارتز
-	2.60-2.70	کالسیت
2.93	2.29-3.00	انھدربیت
2.92	2.70-3.20	بیوٹیت
3.03	2.90-3.12	مغنزیت
3.14	3.01-3.25	فلوریت
4.47	4.30-4.70	باریت



الفصل الثاني
الحقل الجاذبي فوق بعض الأجسام
هندسية الشكل

The gravitational field of some
geometrical bodies



1-2 - مقدمة:

تستخدم الآن في تفسير معطيات الجاذبية النمذجة التكرارية (iterative modeling) التي تعتمد استخدام الحاسوب (Bhattacharyya, 1978) في حساب شواد الجاذبية الناتجة عن نموذج للجسم تحت السطحي ثم مقارنة ذلك بالشواد المقيسة في الحقل، وعند وجود اختلاف بينهما يكرر تغيير متاحلات نموذج الجسم إلى أن يحصل على أفضل تطابق بين منحنات الشواد المقيسة والشواد الناتجة عن النموذج، فيعد هذا النموذج أنه الممثل للجسم الموجود في منطقة الدراسة.

و قبل أن تصبح النمذجة التكرارية قابلة للتطبيق العملي استخدمت شواد الجاذبية لأشكال هندسية بسيطة في المقارنة بالشواد المتبقية المقيسة، وما زال هذا الإجراء معتمداً في كثير من الحالات، وكثيراً ما يعطي نتائج جيدة، كما إنه يساعد على إعطاء فكرة جيدة عن عمق الجسم وشكله وتبين كثافته عن الوسط المحيط وكلاته الكلية.

2-2 - الحقل الجاذبي فوق بعض الأجسام الهندسية الشكل:

يعالج هذا الفصل التأثير الجاذبي للأجسام الآتية: كرة، أسطوانة أفقية، أسطوانة شاقولية إلخ.

1-2-2 - كرة:

تعد الكرة متجانسة ونصف قطرها R وعمق مرکزها z_0 عن سطح الأرض، بحيث يكون $z_0 > R$ ، وكتافتها ρ وكتالتها M (الشكل 2-1). وبذلك يكون التأثير الجاذبي في نقطة P تبعد بمقادير x عن المركز السطحي O وبمقادير r عن مركز الكرة، كما يأتي:

$$g_r = \frac{GM}{r^2} \quad (2-1)$$

والمركبة الشاقولية تساوي:

$$g_z = g_r \cos \theta = \frac{GM}{r^2} \frac{z}{r} = \frac{\frac{4}{3}\pi R^3 \rho G z}{r^3}$$

$$M = \frac{4}{3}\pi R^3 \rho \quad \text{لأن}$$

ولما كان
إذن:

$$g_z = \frac{4}{3} \pi G \rho R^3 \frac{z}{(x^2 + z^2)^{\frac{3}{2}}} \text{ mGal} \quad (2-2)$$

$$k = \frac{4}{3} \pi G \quad \text{بفرض}$$

إذا أخذت r و x و z بالمتر تكون $k = 27.9 \times 10^{-3}$ فتصبح المعادلة (2-2) على الشكل الآتي:

$$g_z = 27.9 * 10^{-3} \rho R^3 \frac{z}{(x^2 + z^2)^{\frac{3}{2}}} \text{ mGal} \quad (2-3)$$

وقيمتها العظمى فوق المركز السطحي على الشكل الآتي:

$$g_{\max} = 27.9 * 10^{-3} \frac{R^3 \rho}{z^2} \text{ mGal} \quad (2-4)$$

إذا أخذت r و x و z بالقدم تكون $k = 8.52 \times 10^{-3}$ تصبح العلاقة (2-2) على الشكل الآتي:

$$g_z = 8.52 * 10^{-3} \rho R^3 \frac{z}{(x^2 + z^2)^{\frac{3}{2}}} \text{ mGal} \quad (2-5)$$

وقيمتها العظمى فوق المركز السطحي على الشكل الآتي:

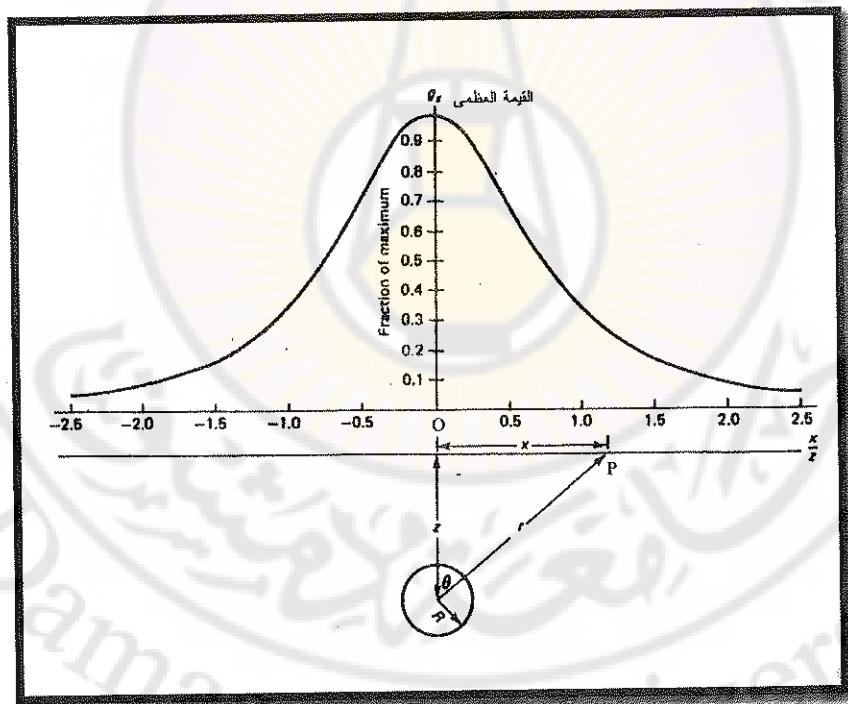
$$g_{\max} = 8.52 * 10^{-3} \frac{R^3 \rho}{z^2} \text{ mGal} \quad (2-6)$$

بمعايرة العلاقة (2-2) بالنسبة لعمق مركز الكرة z تصبح على الشكل الآتي:

$$g_z = \frac{4}{3} \pi G \rho R^3 \frac{1}{z^2 \left(1 + \frac{x^2}{z^2}\right)^{\frac{3}{2}}} \text{ mGal} \quad (2-7)$$

يعطي المنحنى البياني في الشكل (2-1) تغير المركبة الشاقولية لجاذبية كرة باعتبار المسافة الأفقية x/z بالمعايرة بالنسبة للعمق z . $g_{\max} = 1$

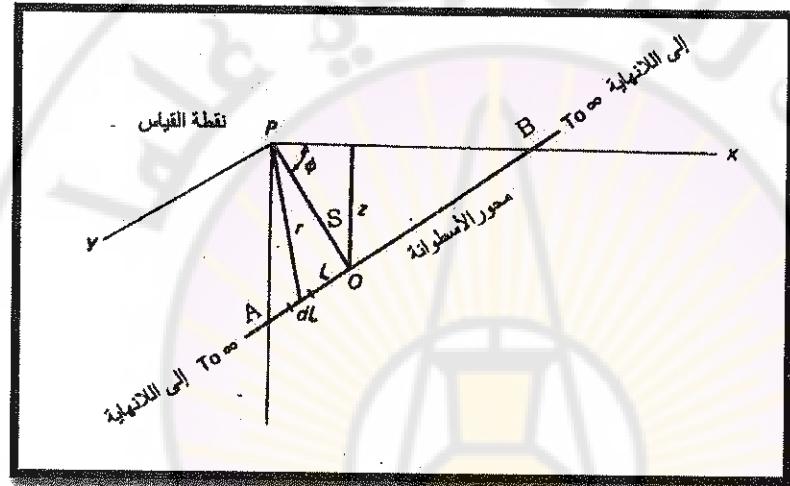
ينتج التأثير الجاذبي لجسم تحت سطح الأرض عن التباين بكتافة الجسم عن الوسط المحيط، أي التباين بالكتافة، فإذا كان التباين موجياً يكون التأثير موجياً والعكس صحيح. فبفرض وجود قبة ملحيّة كروية الشكل نصف قطرها 2000 قدم وعمق مركزها 4000 قدم والتباين بكتافتها عن الوسط المحيط -0.25 g/cm^3 . تكون القيمة العظمى للمركبـة الشاقولـية مساوية -1.07 mGal .



الشكل (2-1): منحنى تغير المركبة الشاقولية لجاذبية كرة.
(بحسب دوبرين وسافيت Dobrin & Savit, 1988)

2-2-2- أسطوانة أفقية:

تسهيلًا للحساب يؤخذ محور الأسطوانة الذي يعد سلكاً مستقيماً لا نهائي الطول كثلة واحدة الطول منه λ ، ويمتد موازيًا للمحور y ، ومطموراً على عمق z من سطح الأرض، ومنزاحاً أفقياً بقدر x عن نقطة القياس P (الشكل 2-2). وتحسب المركبة الشاقولية الجاذبية الناتجة عن هذا السلك، ثم يحول هذا السلك إلى أسطوانة أفقية نصف قطرها R ويقع محورها على عمق z_0 من سطح الأرض.



الشكل (2-2): وضع السلك (محور الأسطوانة) بالنسبة إلى الإحداثيات XYZ.
(بحسب دوبرين وسافيت 1988)

يعطي الشكل (2-2) وضع السلك فراغياً، حيث:
ـ $PO=S$ هو المستقيم الواقع في المستوى XZ ويعادل محور الأسطوانة (المستقيم AB) ويمثل المسافة الشاقولية الفاصلة بين نقطة القياس والسلك.

- ـ ϕ الزاوية بين المحور X والمستقيم PO .
- ـ r المسافة بين نقطة القياس P ومنتصف عنصر الطول dl .

يكون التأثير الجاذبي الكلي في نقطة القياس P الناتج عن عنصر الطول dl على الشكل الآتي:

$$dg = \frac{Gdm}{r^2} = G\lambda \frac{dl}{r^2} \quad (2-8)$$

حيث $dm = \lambda dl$ كتلة العنصر الصغير dl .

وتكون مركبة التأثير الجانبي بالاتجاه S على الشكل الآتي:

$$dg_S = dg \frac{S}{r} \quad (2-9)$$

وتكون مركبة التأثير الجانبي بالاتجاه z كما يأتي:

$$dg_z = dg_S \sin \phi = dg \frac{S}{r} \sin \phi = \frac{G\lambda dl}{r^2} \frac{S}{r} \sin \phi \quad (2-10)$$

بتطبيق التكامل على السلك كاملاً نجد ما يأتي:

$$g_z = G\lambda \sin \phi \cdot S \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dl}{(S^2 + L^2)^{3/2}}$$

$$g_z = \frac{2G\lambda \sin \phi}{S} = 2G\lambda \frac{z}{x^2 + z^2} \quad (2-11)$$

بتحويل السلك إلى أسطوانة نصف قطرها R أصغر من عمق محور الأسطوانة (z_c) باستبدال كتلة واحدة الطول λ بما يساويها:

$$\lambda = \pi R^2 \rho$$

حيث ρ كثافة الأسطوانة.

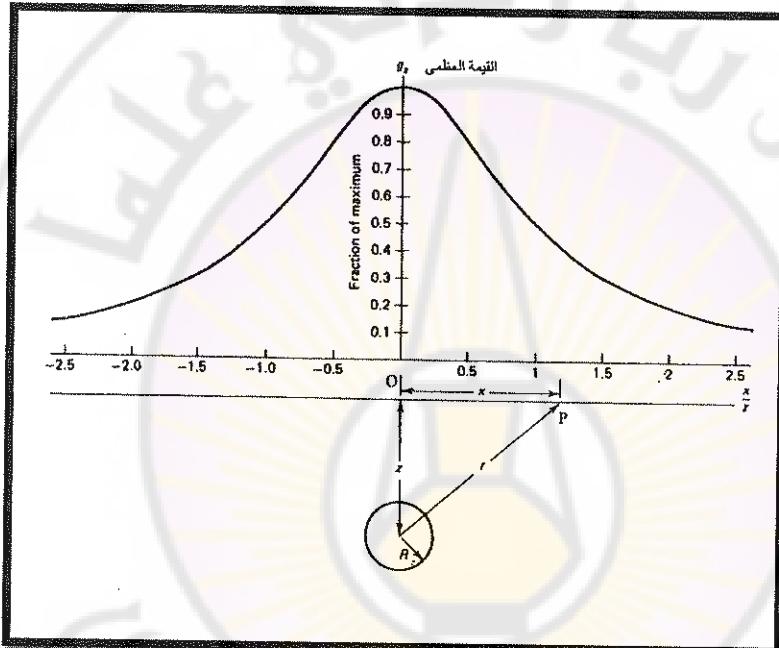
ومنه تصبح شدة المركبة الشاقولية لجانبية الأسطوانة الأفقية على الشكل الآتي:

$$g_z = 2\pi GR^2 \rho \cdot \frac{z}{x^2 + z^2} \quad (2-12)$$

بمعايرة المعادلة (2-12) بالنسبة إلى عمق محور الأسطوانة z تصبح على الشكل الآتي:

$$g_z = 2\pi G R^2 \rho \frac{1}{z(1 + \frac{x^2}{z^2})} \text{ mGal} \quad (2-13)$$

يعطي المنحنى البياني في الشكل (2-3) تغير المركبة الشاقولية لجاذبية أسطوانة أفقية باعتبار $g_{\max} = 1$ والمسافة الأفقية x/z بالمعايرة بالنسبة إلى العمق z ، وتبدو الشواد أقل حدة من الشواد الناتجة عن كرة لها الكثافة نفسها ونصف القطر.



الشكل (2-3): منحنى تغير المركبة الشاقولية لجاذبية أسطوانة أفقية.
(بحسب دوبرين وسافيت 1988)

3-2-2 - أسطوانة شاقولية:

للأسطوانة الشاقولية أهمية خاصة لاسيما إذ أنها تشبه قبة ملحية أو صخوراً بركانية متصلبة في قناة بركان خامد، ومن ثم فإن تأثيرها الجاذبي يشبه إلى حد كبير التأثير الجاذبي

الناتج عن قبة ملحية ذات أهمية في الاستكشاف النفطي، أو قناة بركانية قد يكون لها أهمية اقتصادية.

يظهر الشكل (4-2) وضع الأسطوانة الشاقولية والمقادير المستخدمة في حساب تأثيرها الجانبي، وهي:

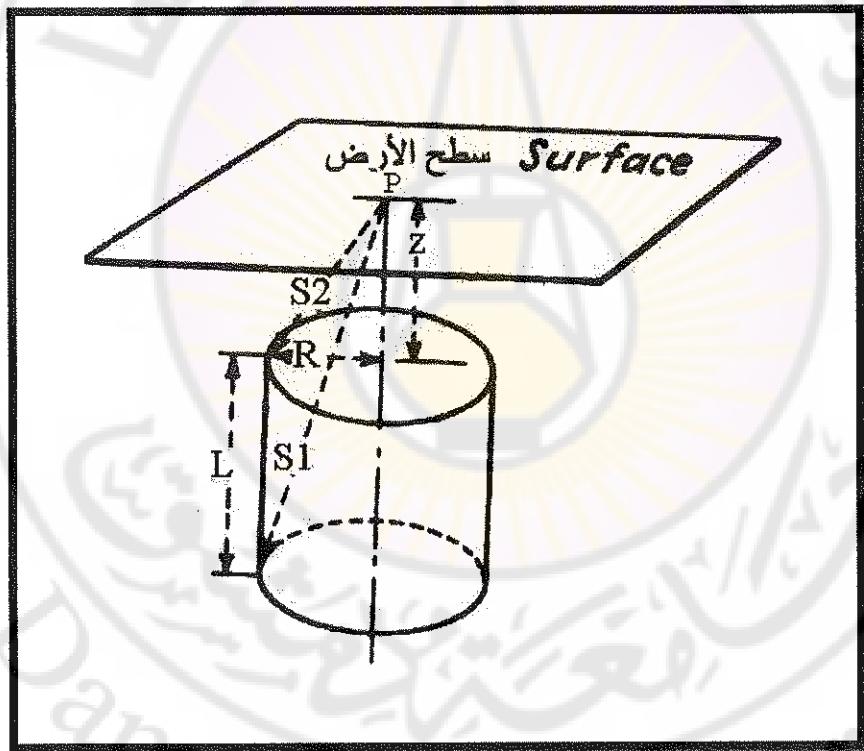
S_1 المسافة الواقعية بين نقطة القياس P وأية نقطة على محيط السطح السفلي.

S_2 المسافة الواقعية بين نقطة القياس P وأية نقطة على محيط السطح العلوي.

z عمق سطح الأسطوانة العلوي من سطح الأرض.

L ارتفاع الأسطوانة (أي المسافة بين السطح السفلي والسطح العلوي).

R نصف قطر الأسطوانة.



الشكل (4-4): وضع الأسطوانة الشاقولية والمقادير المستخدمة في حساب تأثيرها الجانبي.
(بحسب دوبرين وسافت 1988)

يبحسب التأثير الجاذبي في المركز السطحي للأسطوانة بحساب التأثير الجاذبي dg لفرض ثخنته dl , ثم حساب تكامل dg من $l=z$ إلى $l=z+L$ للحصول على g_z التي تساوي ما يأتي:

$$g_z = 2\pi G\rho [L + (z^2 + R^2)^{1/2} - \{(z + L)^2 + R^2\}^{1/2}] \quad (2-14)$$

وتوضع بدالة S_1 و S_2 على الشكل الآتي:

$$g_z = 2\pi G\rho (L - S_1 + S_2) \text{ mGal} \quad (2-15)$$

إذا أخذت S و L بالметр تصبح المعادلة (2-15) على الشكل الآتي:

$$g_z = 41.9 * 10^{-3} \rho (L - S_1 + S_2) \text{ mGal} \quad (2-16)$$

إذا أخذت S و L بالقدم تصبح المعادلة (2-15) على الشكل الآتي:

$$g_z = 12.77 * 10^{-3} \rho (L - S_1 + S_2) \text{ mGal} \quad (2-17)$$

إذا كانت الأسطوانة طويلة جداً نحو الأسفل تصبح g_z على الشكل الآتي:

$$g_z = 2\pi G\rho (S_2 - z) \text{ mGal} \quad (2-18)$$

إذا كان نصف قطر الأسطوانة كبيراً جداً بالنسبة إلى سماكتها أي $R \gg L$ ويقترب S_2 من S_1 تصبح المعادلة (2-15) على الشكل الآتي:

$$g_z = 2\pi G\rho L \text{ mGal} \quad (2-19)$$

هذا الوضع شبيه بشريحة أفقية مطمورة سماكتها L .

4-2-2- أسطوانة شاقولية بعيدة عن المركز السطحي:

نظرأً إلى صعوبة حساب التأثير الجاذبي بعيداً عن المركز السطحي للأسطوانة الشاقولية طور بوي (Bowie, 1927) صيغة تقريرية لحساب التأثير الجاذبي في منطقة تبعد مسافة x عن المركز السطحي، على الشكل الآتي:

$$g_z = 2\pi G\rho \left[\{L^2 + (x - R)^2\}^{\frac{1}{2}} - \{L^2 + (x + R)^2\}^{\frac{1}{2}} - 2R \right] * \frac{R}{4x} \quad (2-20)$$

5-2-2- حزام أفقي لامتناهي الطول ويعامد مسار القياس:

يعطي الشكل (5-2) مقطعاً عرضياً، X_1-X_2 ، للحزام المعامد للمستوي Z ، وتظهر الأبعاد والزوايا التي مستخدمة في الحساب.

إذا كانت كثافة واحدة السطح σ يكون التأثير الجاذبي لعنصر الحزام المتطلول الذي عرضه dx على نقطة القياس P مشابهاً لتأثير سلك عمودي على مسار القياس الوارد بالمعادلة (11-2)، أي:

$$dg_z = \frac{2G\sigma \cdot \sin\phi \cdot dx}{r} \quad (2-21)$$

حيث:

$\sigma \cdot dx$ كتلة واحدة طول الحزام.

r المسافة الفاصلة بين منتصف عنصر الحزام المتطلول dx ونقطة القياس P .

بأخذ التكامل من x_1 إلى x_2 نجد:

$$g_z = 2G\sigma \int_{x_1}^{x_2} \frac{\sin\phi \cdot dx}{r} \quad (2-22)$$

ولما كانت $r/\sin\phi \cdot dx$ هي الزاوية التي يحصرها عنصر الحزام dx ورؤسها في نقطة P وتكاملها هو الزاوية التي تحصرها المسافة بين x_1 و x_2 أي عرض الشريط، ولتكن θ إذن:

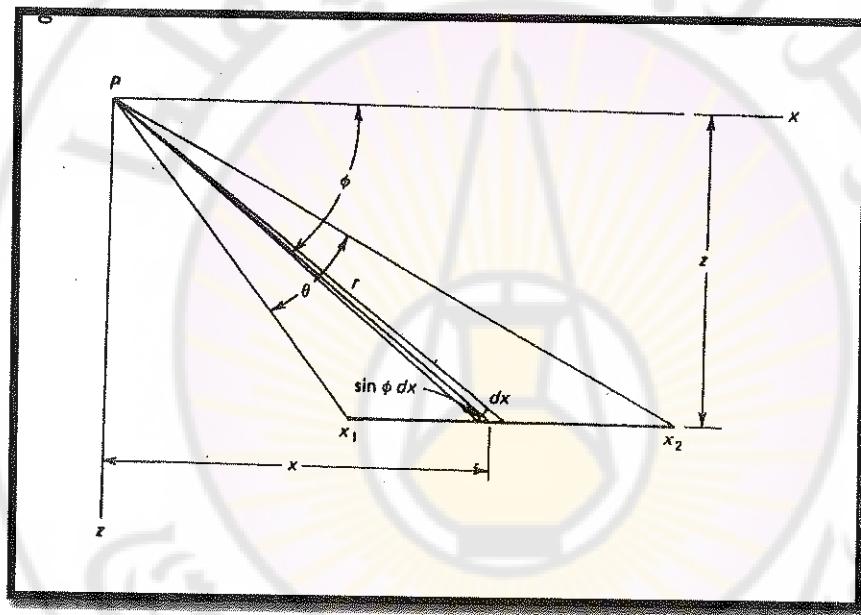
$$g_z = 2G\sigma\theta \quad (2-23)$$

إذا امتدت الشريحة إلى اللانهاية باتجاه x يصبح المستقيم Px_2 أفقياً، عندها يمكن التعبير عن θ بما يأتي:

$$\theta = \frac{\pi}{2} - \tan^{-1}\left(\frac{x}{z}\right)$$

أو

$$\theta = \tan^{-1}\left(\frac{x}{z}\right)$$



الشكل (2-5): وضع حزام أفقي لامتهافي الطول ويعادل المستوى XZ .
(بحسب دوبرين وسافيت Dobrin & Savit, 1988)

إذا تحولت الشريحة إلى صفيحة سماكتها t وتقع طرفيها تحت نقطة القياس P (الشكل 2-6) وكأنها طبقة مضروية بفالق شاقولي يمر من نقطة القياس، يمكن كتابة $\sigma = \rho \cdot t$ فتصبح المعادلة (2-23) على الشكل الآتي:

$$g_z = 2G\rho \cdot t \left\{ \frac{\pi}{2} - \tan^{-1} \left(\frac{x}{z} \right) \right\} \quad (2-24)$$

تكون المسافة من الجهة اليسرى $x = -\infty$ أي أن $\tan^{-1} \left(\frac{-\infty}{z} \right) = -\frac{\pi}{2}$ ومن ثم تصبح

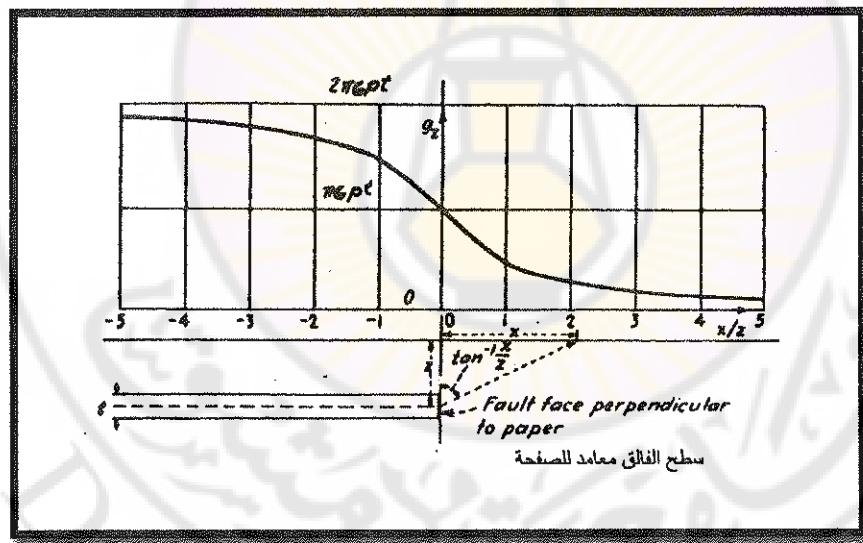
المركبة الشاقولية للجاذبية

$$g_z = 2G\rho t \left(\frac{\pi}{2} - \left(-\frac{\pi}{2} \right) \right) = 2\pi G\rho \cdot t \quad (2-25)$$

في حين تكون المسافة من الجهة اليمنى $x = \infty$ أي أن $\tan^{-1} \left(\frac{\infty}{z} \right) = \frac{\pi}{2}$ ومن ثم تصبح المركبة الشاقولية للجاذبية مساوية إلى الصفر.

ولما كانت $x=0$ فرق الفالق تصبح $\tan^{-1} \left(\frac{0}{z} \right) = 0$ ومن ثم المركبة الشاقولية للجاذبية مساوية نصف قيمتها العظمى في اللانهاية، أي:

$$g_z = 2G\rho \cdot t \cdot \frac{\pi}{2} = \pi G\rho t \quad (2-26)$$



الشكل (2-6): منحنى تغير المركبة الشاقولية لجاذبية صفيحة أفقيّة مضرورة بفالق.
بحسب دوبرين وسافيت (Dobrin & Savit, 1988)

2-2-6- شريحة أفقية غير منتظمة الشكل ومحدة الأبعاد:

يظهر الشكل (2-7) وضع شريحة أفقية محدة الأبعاد وغير منتظمة الشكل. نظراً إلى كونها غير هندسية الشكل تستخدم الزاوية المجسمة التي رأسها في نقطة P لحساب تأثيرها الجانبي في نقطة القياس.

بأخذ العنصر الصغير الذي مساحته dA و r بعد مركزه عن نقطة القياس P، وكثافة واحدة المساحة منه σ تكون كتلته $\sigma \cdot dA$ وتأثيره الجانبي في نقطة P كما يأتي:

$$dg_z = \frac{G\sigma \cos \theta \cdot dA}{r^2} = G\sigma \cdot d\Omega \quad (2-27)$$

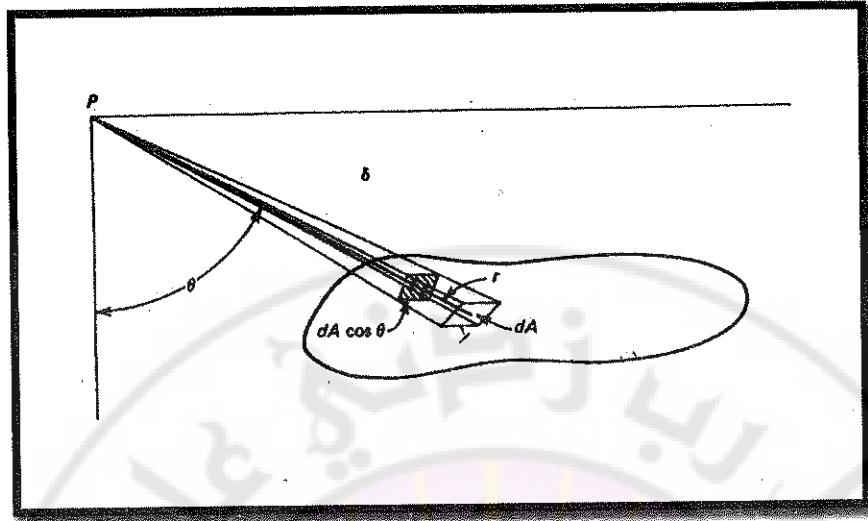
حيث: $d\Omega$ هي الزاوية المجسمة التي تحصر العنصر dA .
 $dA \cos \theta$ هي مركبة مساحة العنصر dA المعامدة للمسقط r .

وبأخذ التكامل على كامل مساحة الشريحة نجد:

$$g_z = G\sigma \cdot \Omega \quad (2-28)$$

تشير هذه المعادلة إلى أن العامل المؤثر في جاذبية الشريحة هي الزاوية المجسمة التي تحصر سطح الشريحة.

لقد طبع نيتليتون (Nettleton, 1942) جداول لتحديد الجاذبية الناتجة عن شرائح دائرية متغيرة العمق ونصف القطر والمسافة الأفقية الواقعية بين نقطة القياس ومركز الدائرة.



الشكل (2-7): وضع شريحة أفقية محدودة الأبعاد.

(بحسب دوبرين وسافيت 1988)

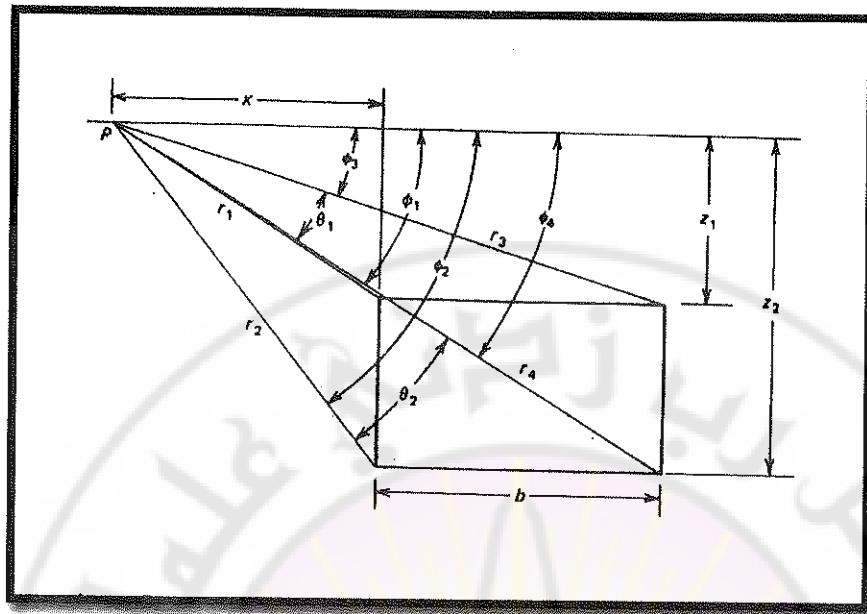
7-2-7- جسم ثلاثي الأبعاد مقطعيه العرضي مستطيل واقع بالمستوى XZ:

يمكن استخدام الشريحة الرقيقة الظاهرة في الشكل (2-5) ومعادلتها (2-23) لتشكيل أجسام ثلاثة الأبعاد وحساب تأثيرها الجانبي مثل شريحة ثانية أفقية (سيسية بيئية مثلاً)، وذلك بتكميل تأثير مجموعة من الشرائح الرقيقة الأفقية. لقد بحسب جارلاند (Garland, 1965) التأثير الجانبي في نقطة P على طول مسار معامد لامتداد شريحة ثانية طويلة جداً بالنسبة إلى عرضها b (الشكل 2-8)، كما في المعادلة الآتية:

$$g_z = 2G\rho(z_2\theta_2 - z_1\theta_1 + x \cdot \ln \frac{r_2.r_3}{r_1.r_4} + b \cdot \ln \frac{r_4}{r_3}) \quad (2-29)$$

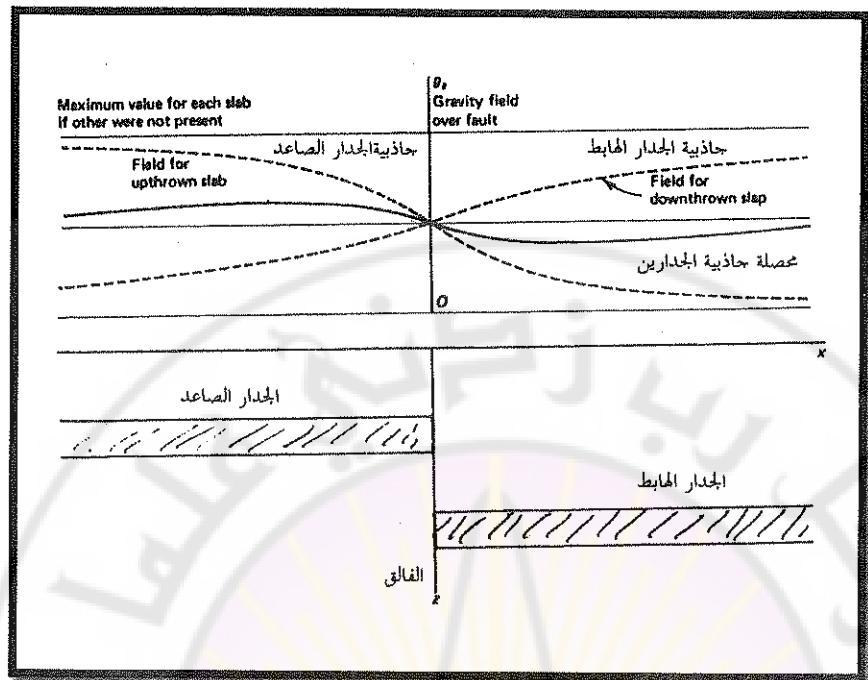
عندما يمتد عرض الشريحة إلى اللانهاية تقترب θ_1 من Φ_1 و θ_2 من Φ_2 وتقترب r_3 من r_4 تصبح المعادلة (2-29) كما يأتي :

$$g_z = 2G\rho(z_2\theta_2 - z_1\theta_1 + x \cdot \ln \frac{r_2}{r_1}) \quad (2-30)$$



الشكل (2-8) : مقطع عرضي مستطيل لجسم طويل جداً بالنسبة إلى عرضه.
 (بحسب دوبرين وسافيت Dobrin & Savit, 1988)

المعادلة السابقة هي معادلة صفيحة ثخينة أفقية ومضروبة بفالق شاقولي جداره الهابط عميق جداً، بحيث يمكن إهمال تأثيره الجاذبي في نقطة القياس P. وعندما تقل سماكة هذه الصفيحة يقترب تأثيرها الجاذبي من تأثير الشريحة الرقيقة الوارد في المعادلة (2-24). فإذا كانت رمية الفالق الذي يضرب الصفيحة الثخينة محدودة (الشكل 2-9) سيبدو التأثير الجاذبي الناتج عن الجدارين الهابط والصاعد ومحصلة التأثيرين كما في الشكل. يلحظ أن التأثير الجاذبي للجدارين مختلف بالإشارة، وتتأثر الجدار الصاعد أكثر حدة من تأثير الجدار الهابط، والقيمة العظمى متركزة فوق الجدار الصاعد والقيمة الصغرى متركزة فوق الجدار الهابط. يعتمد الفرق بين القيمة العظمى والقيمة الصغرى على سماكة الصفيحة وعمق الجدار الصاعد ورمية الفالق.



الشكل (2-9): منحنى تغير المركبة الشاقولية لجاذبية صفيحة أفقية مضروبة بفالق صغير الريمة.
 (بحسب دوبرين وسافيت 1988 Dobrin & Savit, 1988)

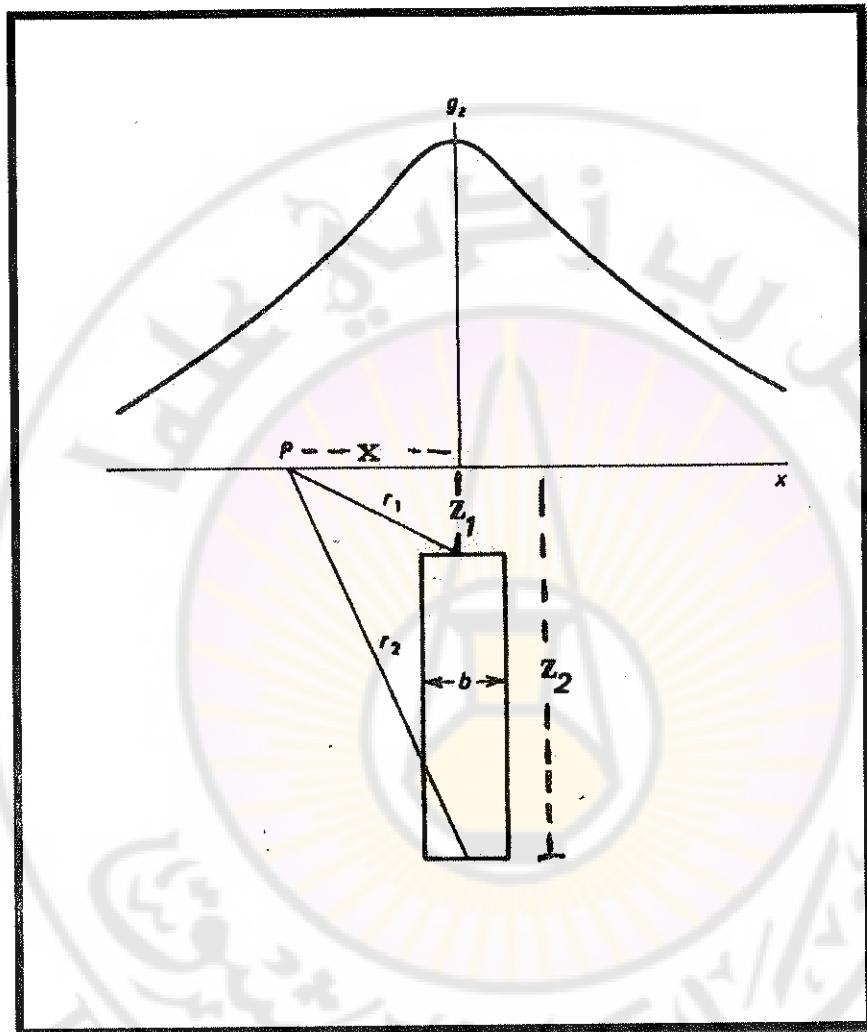
إذا ازداد امتداد الصفيحة شاقولياً بالنسبة إلى امتدادها الأفقي، أي امتد السطح السفلي كثيراً بالنسبة لعرضها وبالنسبة إلى السطح العلوي، فإن θ_1 و θ_2 تقتربان من الصفر وكذلك تقترب Φ_1 من Φ_3 وتقترب Φ_2 من Φ_4 ، وتصبح المركبة الشاقولية للجاذبية (الشكل 2-2) كما يأتي:

$$g_z = 2G\rho \cdot b \cdot \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (2-31)$$

يبدو في الشكل (10-2) أن $r_1 = \sqrt{x^2 + z_1^2}$ و $r_2 = \sqrt{x^2 + z_2^2}$ وبالتالي في المعادلة (31-2) تصبح المركبة الشاقولية للجاذبية كما يأتي:

$$g_z = 2G\rho \cdot b \cdot \ln \frac{\sqrt{x^2+z_2^2}}{\sqrt{x^2+z_1^2}} \quad (2-32)$$

وهي معادلة المركبة الشاقولية لجاذبية فوق صفيحة شاقولية محدودة الامتداد نحو الأسفل، عرضها b وعمق سطحها العلوي z_1 وعمق سطحها السفلي z_2 .



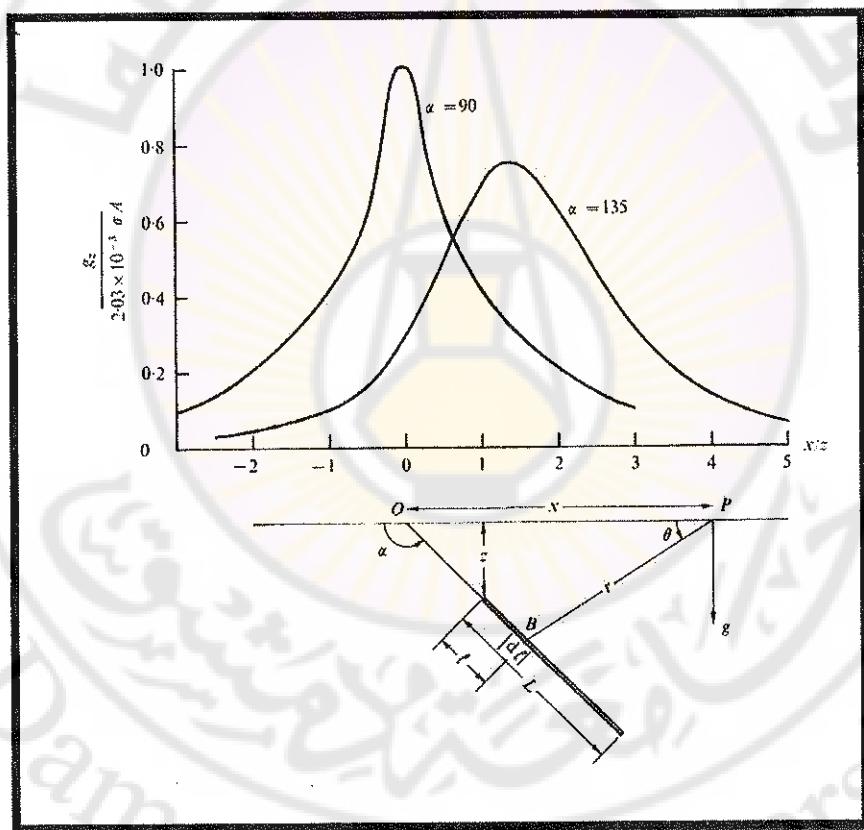
الشكل (2-10): منحنى تغير المركبة الشاقولية لجاذبية صفيحة شاقولية ممتدة نحو الأسفل.
(بحسب دوبرين وسافيت 1988, Dobrin & Savit, 1988)

2-2-2- أسماء هندسية مائلة مقاطعها العرضية واقعة في المستوى XZ

يتعد حساب التأثير الجانبي للجسم الهندسي المائل بسبب قيمة زاوية الميل واتجاه الميل بالنسبة إلى نقطة القياس، لذا يرد باختصار المقاطع العرضية لأسماء هندسية مائلة والتأثير الجانبي لها على نقطة القياس.

1-8-2-2 - أنبوب رفيع يميل بزاوية مقدارها $\alpha = 135^\circ$ عن الأفق:

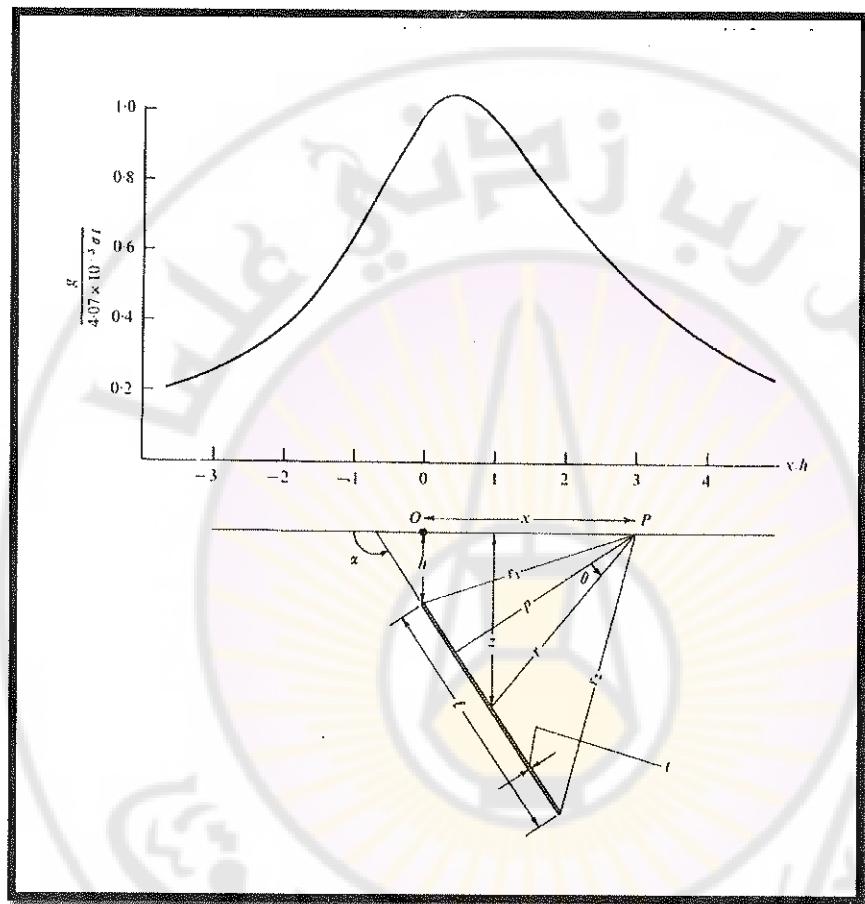
يبين الشكل (2-11) وضع أنبوب رفيع يميل نحو اليمين بزاوية مقدارها $\alpha = 135^\circ$ والمقادير التي استخدمت في حساب المركبة الشاقولية للجانبية فوق هذا الأنبوب، وأضيف بهدف المقارنة منحنى المركبة الشاقولية للجانبية لأنبوب شاقولي، أي $\alpha = 90^\circ$.



الشكل (2-11): منحنى تغير المركبة الشاقولية للجانبية فوق أنبوب رفيع مائل.
(بحسب تلفورد وأخرين 1976)
(Telford et al., 1976)

2-8-2-2- شريحة رقيقة تميل بزاوية α عن الأفق:

يبين الشكل (2-12) وضع شريحة رقيقة تميل نحو اليمين بزاوية α ، والمقادير التي استخدمت في حساب المركبة الشاقولية للجاذبية فوقها.

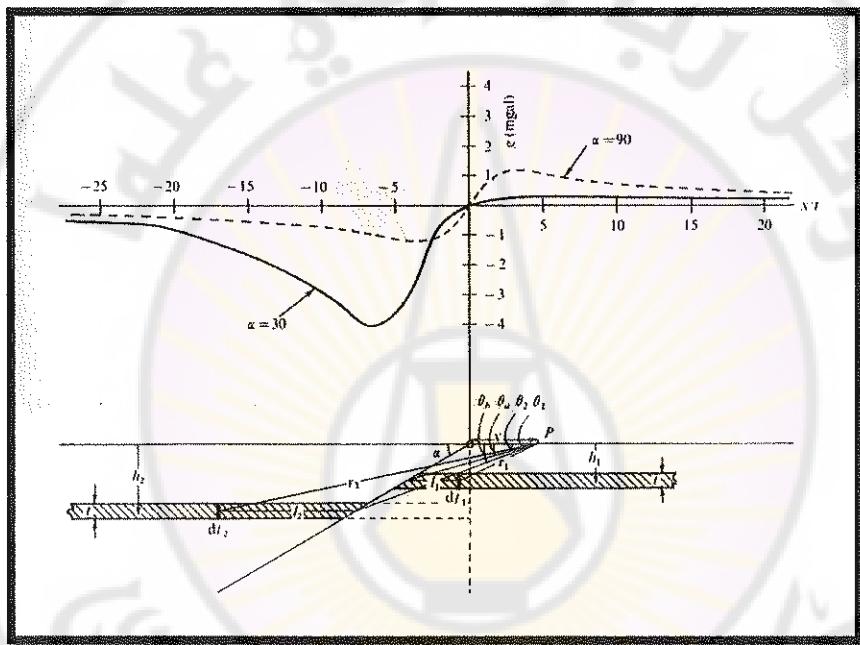


الشكل (2-12): منحنى تغير المركبة الشاقولية للجاذبية فوق شريحة رقيقة مائلة.
(بحسب تلفورد وأخرين 1976)

3-8-2-2 - صفيحة أفقية مضروبة بفالق نظامي يميل بزاوية مقدارها $\alpha=30^\circ$ عن الأفق:

يبين الشكل (2-13) وضع صفيحة أفقية مضروبة بفالق نظامي يميل نحو اليسار بزاوية مقدارها $\alpha=30^\circ$ ، والمقادير التي استخدمت في حساب المركبة الشاقولية للجاذبية فوقها، وهي:

عمق أعلى الجدار الصاعد، $h_1=2500$ ft
 عمق أعلى الجدار الهابط، $h_2=4500$ ft
 $\sigma = 1 \frac{g}{cm^3}$ كثافة الصفيحة، $t=1000$ ft

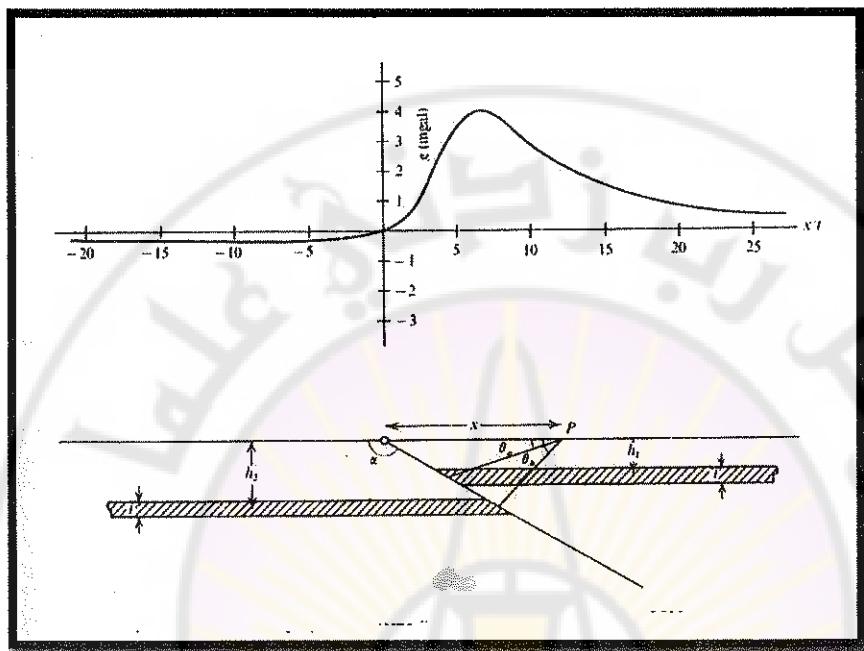


الشكل (2-13): منحنى تغير المركبة الشاقولية للجاذبية فوق صفيحة أفقية مضروبة بفالق نظامي مائل.
 (بحسب تلفورد وأخرين 1976)

3-8-2-3 - صفيحة أفقية مضروبة بفالق عكسي يميل بزاوية $\alpha=150^\circ$ تحت الأفق:

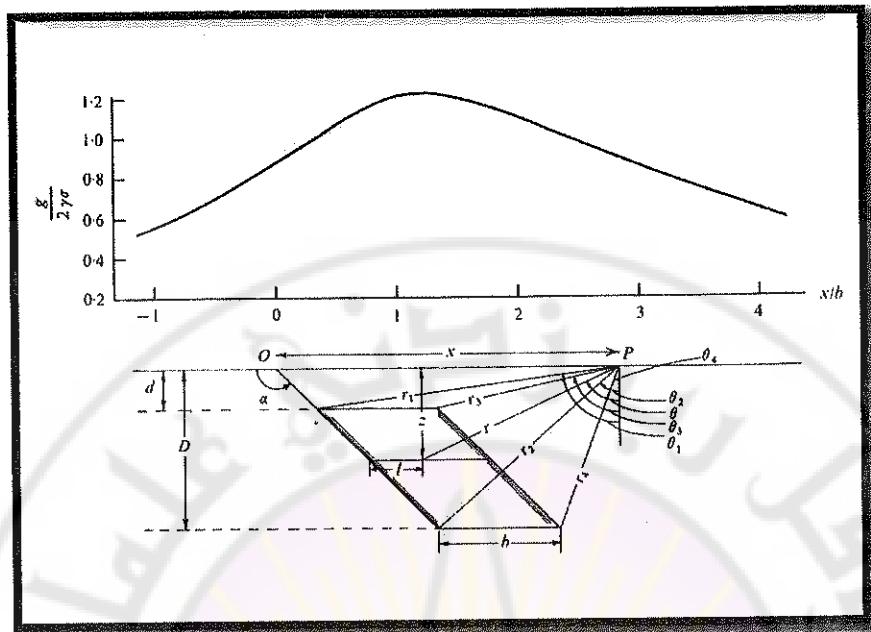
يبين الشكل (2-14) وضع صفيحة أفقية رقيقة مضروبة بفالق عكسي يميل نحو اليمين بزاوية مقدارها $\alpha=150^\circ$ ، والمقادير التي استخدمت في حساب المركبة الشاقولية للجاذبية فوقها، وهي:

عمق أعلى الجدار الصاعد، $h_1 = 2500$ ft
 عمق أعلى الجدار الهابط، $h_2 = 4500$ ft
 سمك الصفيحة، $t = 1 \frac{g}{cm^3}$ كثافة الصفيحة.



الشكل (2-14): منحنى تغير المركبة الشاقولية للجاذبية فوق صفيحة أفقية مضرورة بفالق عكسي مائل.
 (بحسب تلفورد وأخرين 1976)

2-2-8-5- موشور ثixin طويL جدأ يميل بزاوية α تحت الأفق:
 يبيN الشكل (2-15) موشوراً ثixinاً طويلاً باتجاه اتجاهه يميل نحو اليمين بزاوية
 مقدارها α ، والمقادير التي استخدمت في حساب المركبة الشاقولية للجاذبية فوقها.

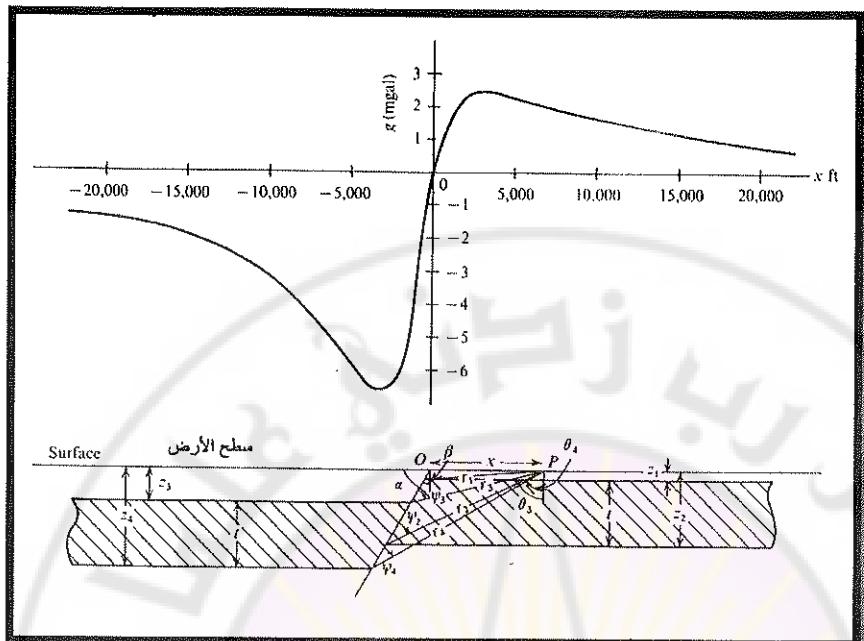


الشكل (2-15): منحنى تغير المركبة الشاقولية للجاذبية فوق موشور ثخين مائل.
 (بحسب تلفورد وأخرين 1976)

6-8-2-2-6- مثال لصفيحة أفقية مضرورة بفالق نظامي يميل بزاوية $\alpha=60^\circ$ تحت الأفق:

يبين الشكل (2-16) وضع صفيحة أفقية ثخينة مضرورة بفالق نظامي يميل نحو اليسار بزاوية مقدارها $\alpha=60^\circ$ ، والمقادير التي استخدمت في حساب المركبة الشاقولية للجاذبية فوقها، وهي:

$z_1=500 \text{ ft}$ عمق أعلى الجدار الصاعد، $z_2=4500 \text{ ft}$ عمق أسفل الجدار الصاعد،
 $z_3=2000 \text{ ft}$ عمق أعلى الجدار الهابط، $z_4=6000 \text{ ft}$ عمق أسفل الجدار الهابط،
 $t=4000 \text{ ft}$ سمك الصفيحة، $\sigma = 1 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$ كثافة الصفيحة.



الشكل (2-16): مثال: منحنى تغير المركبة الشاقولية للجاذبية فوق صفيحة أفقية خلينة مضرورة بفالق نظامي.
 (بحسب تلفورد وأخرين 1976)

الفصل الثالث

أجهزة المسح الجاذبي

Gravimetry instruments



١-٣ مقدمة:

تستند معظم مقاييس الجاذبية إلى وجود كثافة معلقة بناياً أو بخط أفقى مشدود يتمتع بعزم فنل أو بشرط قابل للتردد (التنبذب) تحت تأثير كهربائي (نتيجة مرور تيار كهربائي متداوب). وتحتاج الحساسية العالية المطلوبة من هذه المقاييس دقة كبيرة في تصميمها لكي تستطيع قياس تغيرات في طول النابض من مرتبة عشر طول موجة الضوء. يتطلب التقاط شواد في التقييب الجاذبي قياس تغيرات من مرتبة 0.1 ميللي غال، لذا لا يمكن قياس شواد الجاذبية الصغيرة جداً (δg) والجاذبية المطلقة (g) بالجهاز نفسه.

تقسم أجهزة المسح الجاذبي إلى قسمين بناء على المركبة المقيدة، وهي:

١- مقاييس القيمة المطلقة للجاذبية.

٢- مقاييس القيمة النسبية للجاذبية.

تقاس الجاذبية المطلقة في موقع ثابت وتتطلب توقيتاً دقيقاً لنواص متارجح أو لجسم هابط.

في حين أنه يمكن إنجاز القياسات النسبية بوسائل متعددة. وقد استخدم - على نطاق واسع وفي أوقات مختلفة - ثلاثة أنواع من الأجهزة وهي ميزان الفنل (torsion balance) والنواص (pendulum) ومقاييس الجاذبية (gravity meter or gravimeter). ومقاييس الجاذبية هو الجهاز الوحيد المستخدم حالياً في التقييب، في حين أن للجهازين الآخرين قيمة تاريخية في الجيوفيزياء التطبيقية. لذا سيرد فيما يأتي شرح مختصر لقياس g المطلقة والنواص لميزان الفنل، وسيرد شرح مطول لأنواع مختلفة من مقاييس الجاذبية.

٢-٣ مقاييس القيمة المطلقة

تقيس هذه المقاييس قيمة g المطلقة في موقع ما، ويستخدم لذلك النواص أو الجسم الهابط، وسيرد فيما يأتي شرح لهذين الجهازين:

٢-٣-١ النواص:

كانت - حتى وقت قريب - الطريقة المطبقة لقياس g باستخدام صيغة معدلة من النواص الذي طوره كاتر (Kater) عام 1818. ويوجد هذا النوع من المقاييس في ثلاثة مواقع هي بوتسدام (ألمانيا) وواشنطن (أمريكا) وتيدينغتون (إنجلترا). أعطى قياسها في بوتسدام عام 1906

القيمة $g = 981.274 \text{ gals}$ ، ومازالت تستخدم بوصفها قيمة اسمية للمقارنة، مع أنه معروف الآن بأنها أكبر من الحقيقة باربعة عشر ميلي غال.

يُحسب g بقياس زمن عدد كبير من الذبذبات ثم تطبق الصيغة الآتية:

$$g = \frac{4\pi^2 I}{T^2 mh} \quad (3-1)$$

حيث: I عزم عطلة النواس حول المرتكز.

T دور النواس.

m كتلة النواس الكلية.

h المسافة بين المرتكز ومركز ثقل النواس.

للحصول على دقة عالية في القياس يجب تحديد الزمن بدقة كبيرة، والمحافظة على حرارة الوسط المحيط بالنواس حتى لا تتغير أبعاده ومن ثم تغير عزم عطلته. وتتوسع أيضاً مادة مشعة بالقرب من النواس لتأمين الهواء المحيط بالنواس لمنع تجمع شحنة من الكهرباء الساكنة عليه تعمل على إعاقة حركته.

2-2-3- الجسم الهابط :Falling body

كانت هذه الطريقة أولى الطرائق لحساب g ، لكن الدقة كانت ضعيفة بسبب صعوبة قياس فروق زمنية صغيرة جداً، وكانت أولى القيم التي حصل عليها بهذه الطريقة في بوتسدام، وبحسب بناء عليها قيمة g_0 في خط الاستواء (Gals) ($g_0 = 978.049 \text{ Gals}$) الواردة في المعادلة (6-1). لكن التطور الكبير الذي حدث في أشعة الليزر والأجهزة الإلكترونية أدى إلى إعادة استخدام الطريقة في عدد من المختبرات في العالم (مثال: فرنسا، كندا، إنجلترا). ثبت بناء على القياسات الحديثة بأن القيمة الأولى التي حددت في بوتسدام كانت أعلى بـ 14 ميلي غال من القيمة الدقيقة، وغير الحد الأول من الصيغة التي اعتمدها الاتحاد الدولي للجيوديسيا والجيوفيزيا عام 1930 فأصبحت الصيغة كما في المعادلة (7-1).

تب hakkib س ب g وفق هذه الطريقة من معادلة نيوتن في الحركة ومن قياس المدة الزمنية التي يقطعها جسم هابط. إذا قطع الجسم المسافتين S_1 و S_2 بدءاً من نقطة السقوط، في زمنين t_1 و t_2 ، تطبق المعادلة الآتية:

$$g = \frac{2(S_2.t_1 - S_1.t_2)}{(t_2 - t_1)t_1.t_2} \quad (3-2)$$

للحصول على دقة تعادل 1 mGal من سقوط مسافة متراً واحداً أو مترين، يجب قياس الزمن بحدود 10^{-8} ثانية والمسافة بأقل من نصف ميكرون. طور عدد من الأجهزة لقياس g بطريقة الجسم الهاابط، يرد منها أربعة وسيشرح الجهاز الأخير منها:

- | | |
|-------------------------|---|
| Falling corner cube | 1- مقياس المكعب الهاابط |
| Up and Down corner cube | 2- مقياس المكعب الصاعد والهاابط |
| Free falling scale | 3- مقياس التدريج الهاابط |
| Up and Down glass ball | 4- مقياس الكرة الزجاجية الصاعدة والهاابطة |

مقياس الكرة الزجاجية الصاعدة والهاابطة:

تُقذف كرة زجاجية نحو الأعلى (الشكل 3-1) فتمر أمام حزمتين من الأشعة المتباينة في الأسفل والأعلى والمسافة بينهما معروفة بدقة عالية. عند مرور الكرة أمام كل حزمة تحولها إلى حزمة متقاربة تمر من شق إلى مضاعف ضوئي ثم إلى عداد إلكتروني للزمن ويطرح الزمن المسجل أولاً T_2 من الزمن المسجل ثانياً T_1 تحدد المدة الزمنية التي قضتها الكرة بين الحزمتين.

تعطي المعادلة الآتية قيمة g :

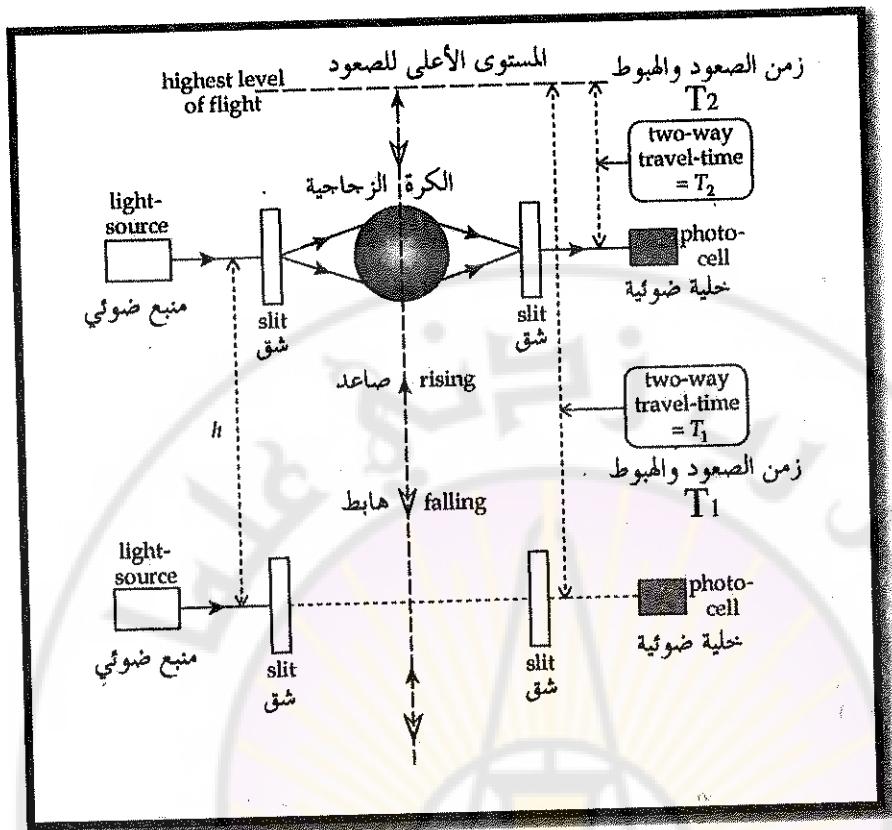
$$g = \frac{8h}{(T_1^2 - T_2^2)} \quad (3-3)$$

حيث h هي المسافة الفاصلة بين الحزمتين.

T_1 هي الزمن الذي تقضيه الكرة بالصعود والهبوط فوق الحزمة الدنيا.

T_2 هي الزمن الذي تقضيه الكرة بالصعود والهبوط فوق الحزمة العليا.

أمكن تحقيق دقة مقدارها 0.2 ميللي غال بأخذ متوسط مائة قياس.



الشكل (3-1): مبدأ مقياس الكرة الزجاجية الصاعدة والهابطة.

(بحسب لوري، 2007)

3-3-3 - مقياس التدرج الأفقي الجاذبي :Horizontal Gravity gradient

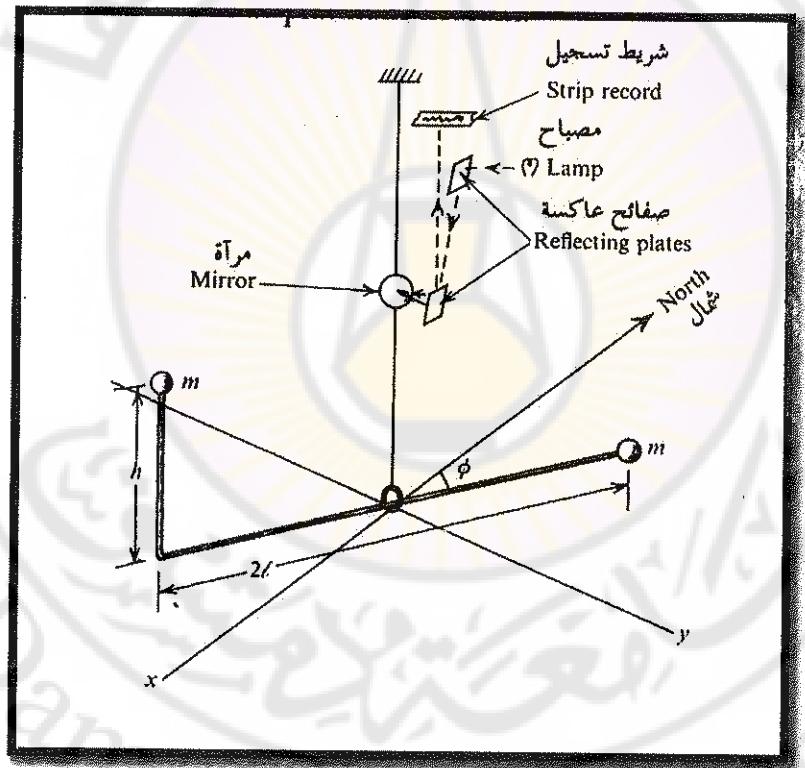
3-3-1 - ميزان الفتل :Torsion balance

طور ميزان الفتل الفيزيائي الهنغاري بارون رونالد فون إيتقوس (Baron Roland Von Eötvos) نحو عام 1880 للقياسات الجيوديزية. واستخدمت الصيغ المعدلة منه للتثبت الجيوفيزيائي من عام 1915 إلى عام 1950 عندما بدأ استخدام مقاييس الجاذبية.

يظهر الشكل (3-2) مخططاً مبسطاً لميزان الفتل الذي يقاس التدرج الأفقي الجاذبي والتقوس التفاضلي ولا يقاس المركبة الشاقولية. يفصل بين الكليتين قضيب صلب أفقي طوله

$2l=40$ cm ومسافة $h=50$ cm شاقولياً. والكل معلق بخيط فتل في مركز القصيب ومرتبط بوسط الخيط مرآة لعكس الضوء الوارد من مصباح إلى شريط تسجيل. وزن الكثة نحو 30 غرام، استخدمت في صناعته معادن غير مغناطيسية والكتل كروية مصنوعة من الذهب، وخيط الفتل من التنجستين، أو سبيكة من البلاتين والإريديوم منخفضة معامل التمدد الحراري. وبعد بين المرأة العاكسة وشريط التسجيل 50 سنتيمتراً. لتخفيض تأثير الحرارة وتغيرات الهواء وضع المقياس في حجرة داخلية معزولة عن حجرة خارجية.

قيمت مركبات التدرج الجاذبي والتقوس التفاضلي بوحدة الإيتوس (Eötvos Unit) حيث $1 \text{ EU} = 10^{-6} \text{ mGal/cm}$. إذا كان التدرج الأفقي EU 1 يكون الفرق الجاذبي بين نقطتين تبعدان مسافة متر واحد عن بعضهما بعض هي 0.0001 mGal . كانت حساسية المقياس المستخدم في الحقل من مرتبة عدة وحدات إيتوس.



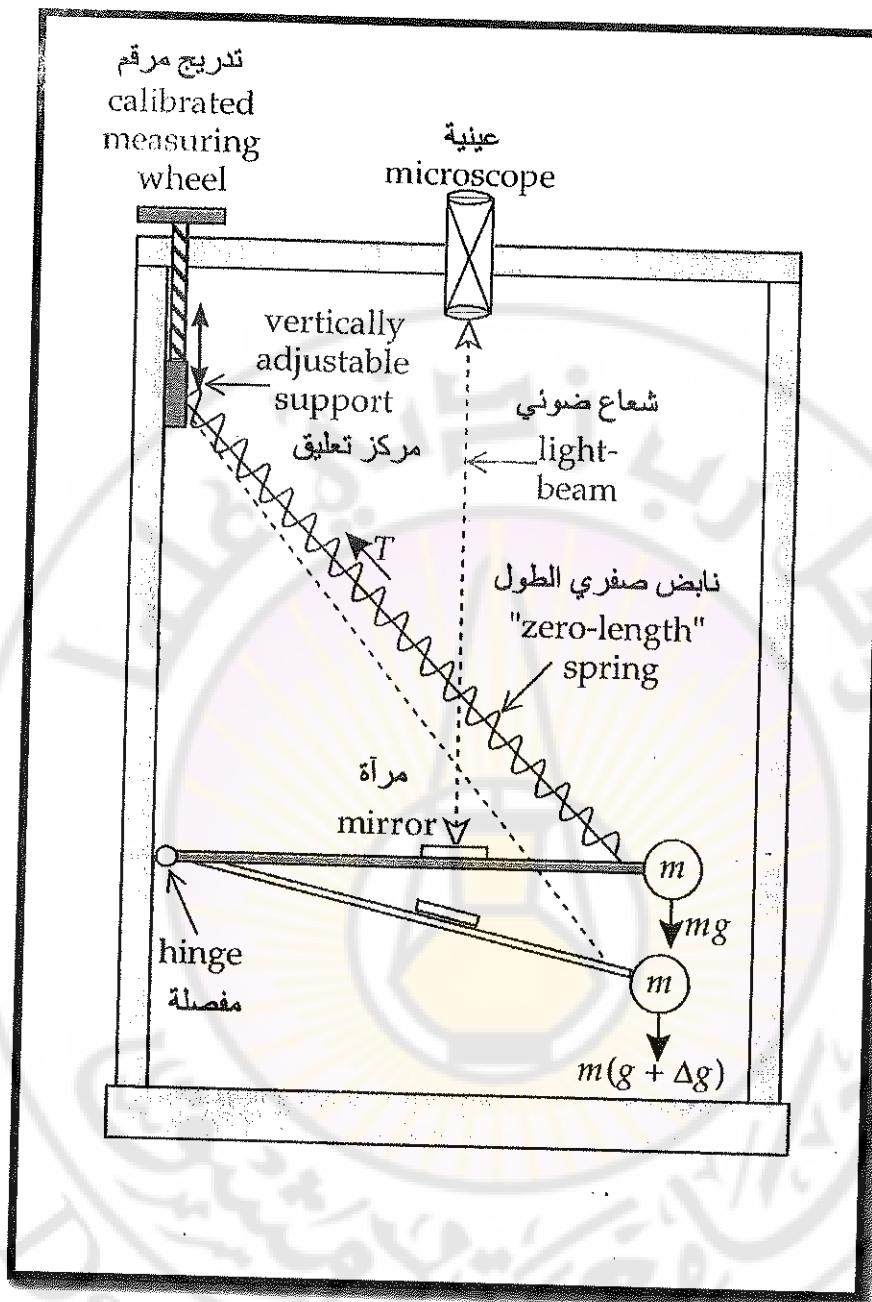
الشكل (3-2): مبدأ ميزان الفتل.

(بحسب تلفورد وأخرين 1976)

3-4- مقاييس القيمة النسبية :Relative gravity instruments

تقسم هذه المقاييس، بناء على طريقة قياس التغيرات الصغيرة، إلى نوعين:

- 1- النوع المستقر Stable type: يقاس التغير بمكان الكثافة مباشرة وتقوم مجموعة تضخيم ضوئي أو ميكانيكي أو كهربائي بتضخيم التغير للتمكن من تسجيله.
- 2- النوع اللاستقر Unstable type: تستخدم مجموعة قابلة للحركة قريبة من نقطة الاستقرار بحيث يؤدي تغير صغير بالجاذبية إلى حركة كبيرة سهلة التسجيل. يعطي الشكل (3-3) مبدأ عمل مقياس جاذبي لا مستقر، حيث تعلق كثافة بقضيب أفقي مثبت عليه مرآة ومرتبط بالجدار بناطص. يراقب مكان القضيب بوساطة شعاع ضوئي ينعكس إلى منظار، فإذا تغير الجاذبية يتمدد النابض أو يتقلص تبعاً لإزدياد الجاذبية أو نقصانها وينحرف الشعاع الضوئي. يحول هذا الانحراف إلى ميلالي غال وفق معايرة المقياس.



نظراً إلى الحساسية العالية لهذه الأجهزة تتأثر بتغير الحرارة والارتفاع والمغناطيسية، الأمر الذي يتطلب التخلص من هذه التأثيرات، كما يأتي:

- الحرارة: يُعَلِّف العنصر الحساس في الجهاز بغير ثابت الحرارة، وحرارته أعلى من أي درجة قد تصل إليها حرارة منطقة المسح.
- الارتفاع: يؤدي تغير الارتفاع إلى تغير الضغط الجوي ومن ثم تغير كثافة الهواء المحيط بالعنصر الحساس، لذا وضع العنصر الحساس في بعض الأجهزة في حجرة مغلقة تماماً ضغط الهواء فيها ثابت.
- المغناطيسية: تؤثر المغناطيسية في النابض الفولاذي، لهذا يفضل تبديله بنابض مصنوع من خليطة لا مغناطيسية.

إلى جانب ما ذكر يجب تصميم الجهاز بدقة بحيث تتحقق أفقية العنصر الحساس ضمن الجهاز، وتزويده بالآلية يدوية أو آلية إلكترونية لإنجاز الأفقية. كما يجب أن يصمم الجهاز لتحمل الصدمات.

لقد صمم كثير من الأجهزة منذ بداية استخدام لاسيماء الجاذبية في التقبيل الجيوфизيائي، وقد أصبح لبعضها قيمة تاريخية بسبب التطور التكنولوجي الذي حدث في السنوات الخمسين الماضية. ستعود هذه الأجهزة وفق التقسيمات المعتمدة ثم يشرح جهاز من كل نوع.

1-4-3- مقاييس النوع المستقر :

- | | |
|----------------------------------|-------------------------|
| Hartley gravity meter | 1- مقياس هارثلي |
| Gulf gravity meter | 2- مقياس غولف |
| Askania sea gravity meter (GSS3) | 3- مقياس إسكانيا البحري |

2-4-2- مقاييس النوع اللامستقر :

- | | |
|------------------------------------|------------------------------|
| La Coste and Romberg gravity meter | 1- مقياس لا كoste ورومبيرغ |
| Holweck-Lejay inverted pendulum | 2- نواس هولويك- ليجي المقلوب |

3- مقياس هامبل
Humble gravity meter

4- مقياس جراف-إسكانيا البحري (GSS2)
Graf- Askania Sea gravity meter (GSS2)

3-3- مقاييس ذات نابض كوارتز ومجموعة متحركة:

1- مقياس ووردن
Worden gravity meter

2- مقياس موت-سميث
Mott-Smith gravity meter

3- مقياس نورغارد
Norgaard gravity meter

3-4- مقاييس ذات شريط تردد:

1- مقياس أسو
Esso vibrating-string gravity meter

2- مقياس شل
Shell vibrating-string gravity meter

3- مقياس جيلبرت
Gilbert gravity meter

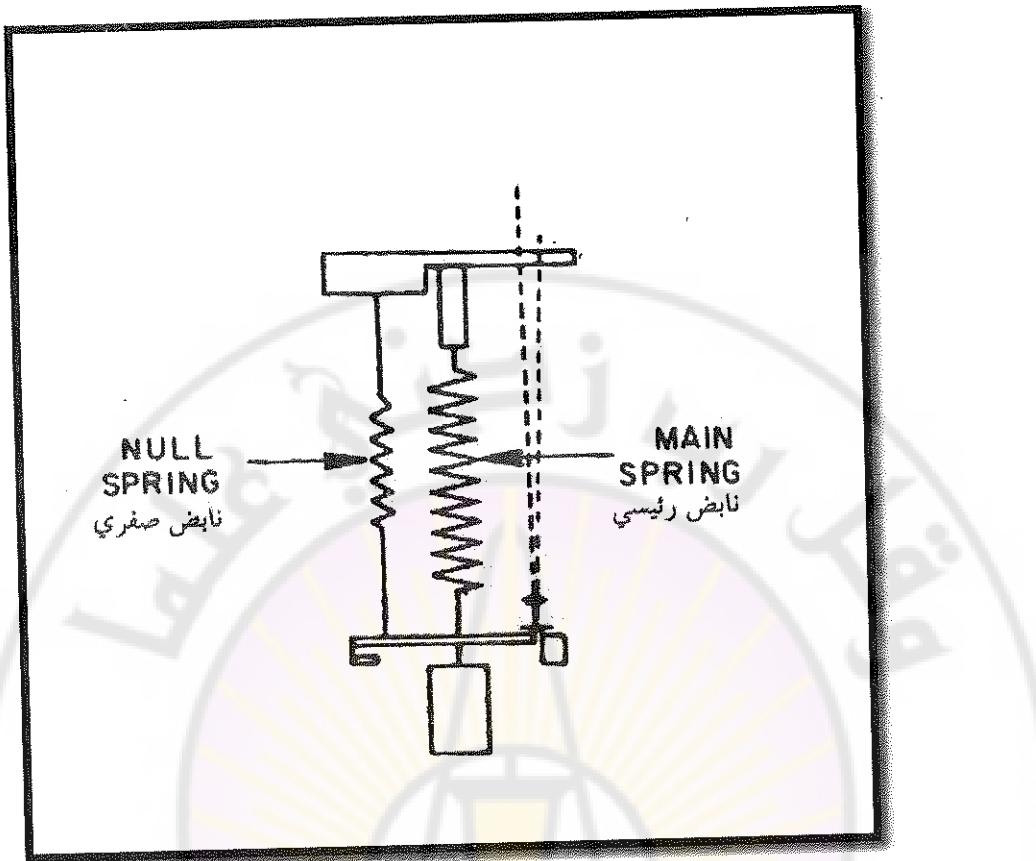
4- مقياس تسارع وينغ
Wing vibrating-string accelerometer

5- مقياس تسارع بيل
Bell accelerometer

سيشرح فيما يأتي مقياس واحد من كل نوع منها:

1- مقياس هارتلبي (مقاييس النوع المستقر):

وضع مبدأ هذا المقياس هارتلبي عام 1932 ويعتمد مبدأ التعديل أي بإعادة الانحراف إلى الصفر ثم قراءة المقدار الذي تطلب الإعادة إلى الصفر. يتألف المقياس من كتلة معلقة بنابض تتحرك نحو الأسفل والأعلى مع تغير الجاذبية (الشكل 3-4)، وهذا يؤدي إلى تمدد أو تقلص النابض (النابض الرئيسي) وانحراف موقع بقعة ضوئية ساقطة على تدرج، فتعاد البقعة الضوئية إلى الصفر بتتمدد أو تقلص نابض التعديل (النابض الصفرى). تحسب قيمة التغير الجاذبى من مقدار التعديل الذى حدث لإعادة البقعة الضوئية إلى الصفر. صمم المقياس لقياس فروق في الجاذبية من مرتبة واحد ميلى غال.



الشكل (4-3): مبدأ مقياس هارتنلي.

(بحسب دوبرين وسافيت 1988)

2- مقياس لاكوسن ورومبرغ (مقاييس النوع الامستقر) :

طور لاكوسن النابض صفرى الطول (zero-length spring) الذي يتناسب الشد فيه مع طوله الفعلى، أي إذا زالت القوى المطبقة على النابض ينخفض طوله إلى الصفر، وهذا شيء مستحيل فيزيائياً بسبب تقل سلك النابض وشخته. بتعبير آخر يتلاصق النابض عند زوال القوى المؤثرة فيه إلى أقصر طول ممكن (الشكل 3-5).

أدخل لاكوسن عام 1934 هذا النابض على سيسموغراف شاقولي (مقياس للزلزال) وحوله إلى مقياس للتغيرات الجاذبية بثبت كثنة صغيرة في نهاية عاتق يدور نحو الأعلى

والأسفل حول نقطة تعليقه بجدار المقياس لارتباطه بالنابض المعلق فوق نقطة تعليق العائق (الشكل 3-5). استخدم لاكمونت العناصر الآتية في وضع معادلة التغير الجاذبي δg :

k ثابت النابض ويعطى بالدينونة/سم.

z تصحيح صغير لأن النابض ليس معدوم الطول حقاً.

s طول النابض.

M الكتلة المثبتة بالعائق.

a المسافة الفاصلة بين نقطة الدوران ومركز ثقل الكتلة.

b المسافة الفاصلة بين نقطة الدوران ونقطة ارتباط العائق بالنابض.

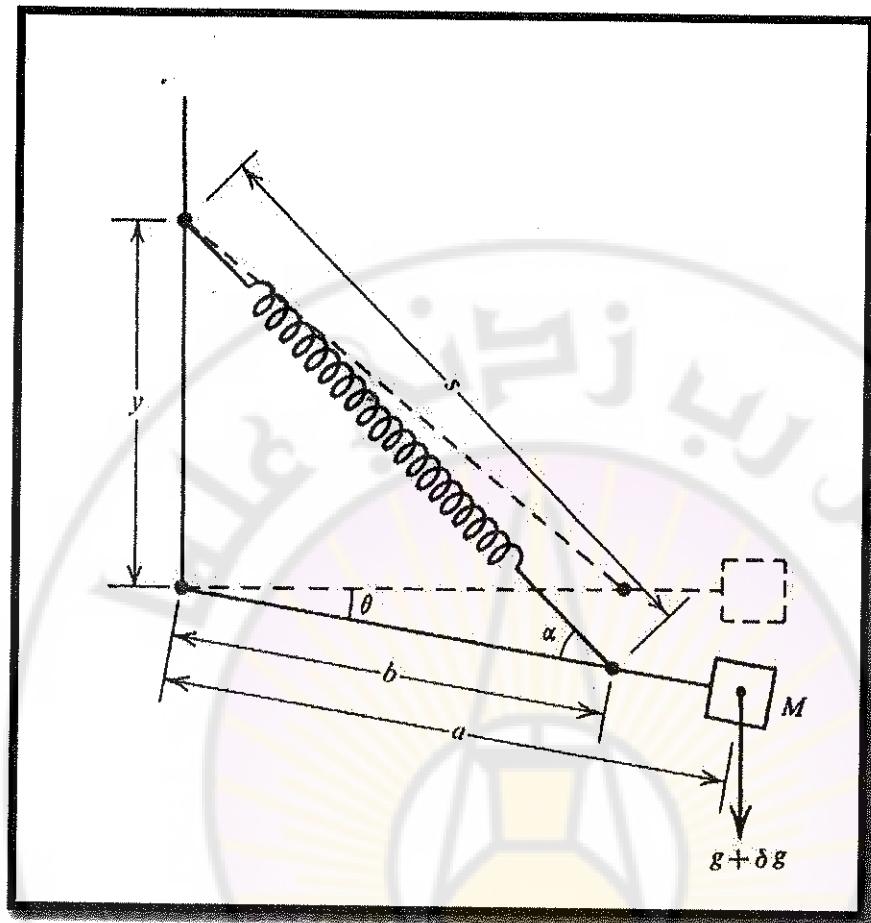
y المسافة الشاقولية الفاصلة بين نقطة دوران العائق ونقطة تعليق النابض.

δs مقدار التغير بطول النابض عند دورانه بزاوية Θ بتأثير التغير الجاذبي δg .

تعطى معادلة التغير الجاذبي على الشكل الآتي:

$$\delta g = \left(\frac{k}{M} \right) \left(\frac{b}{a} \right) \left(\frac{z}{s} \right) \left(\frac{y}{s} \right) \delta s \quad (3-4)$$

يستخدم في هذا المقياس مبدأ التعديل بوجود نابض آخر يعاد بوساطته العائق إلى الوضع الأفقي ثم يقرأ مقدار التغير الجاذبي. وصلت حساسية المقياس إلى 0.01 ميلي غال.



الشكل (3-5): مبدأ مقياس لاكوسن ورومبرغ.

(Telford et al., 1976)

3- مقياس ووردن (مقاييس ذات نابض كوارتز ومجموعة متحركة):

طور النموذج الأول الذي صنع عام 1948، بحيث أصبح متيناً سهل الحمل وسريع الاستعمال بسبب استخدام أجزاء صغيرة وخفيفة من الكوارتز، فأصبح وزن الكتلة M مساوياً خمس مليغرام وخففت حساسية المقياس للحرارة بوضعه في حجرة مفرغة من الهواء وجهز بمعدل ذاتي للحرارة.

تشبه المجموعة المتحركة في هذا المقياس تلك التي في مقياس لاكوسن ورومبرغ (شكل 3-5). ترتبط الكتلة M بطرف الذراع OM الذي طوله a ويرتبط بالذراع $O'P$ وبينهما زاوية مقدارها α . يدور الذراعان OM و $O'P$ بشكل متناوب حول المحور O. يرتبط النابض بنقطة C الثابتة وبنقطة P' المتحركة، بحيث إن $OC=O'P'=b$ (الشكل 3-6).

إذا تغيرت الجاذبية بمقدار صغير δg يدور ذراع الكتلة بزاوية Θ وبالتالي تدور P' على محيط دائرة مرکزها O.

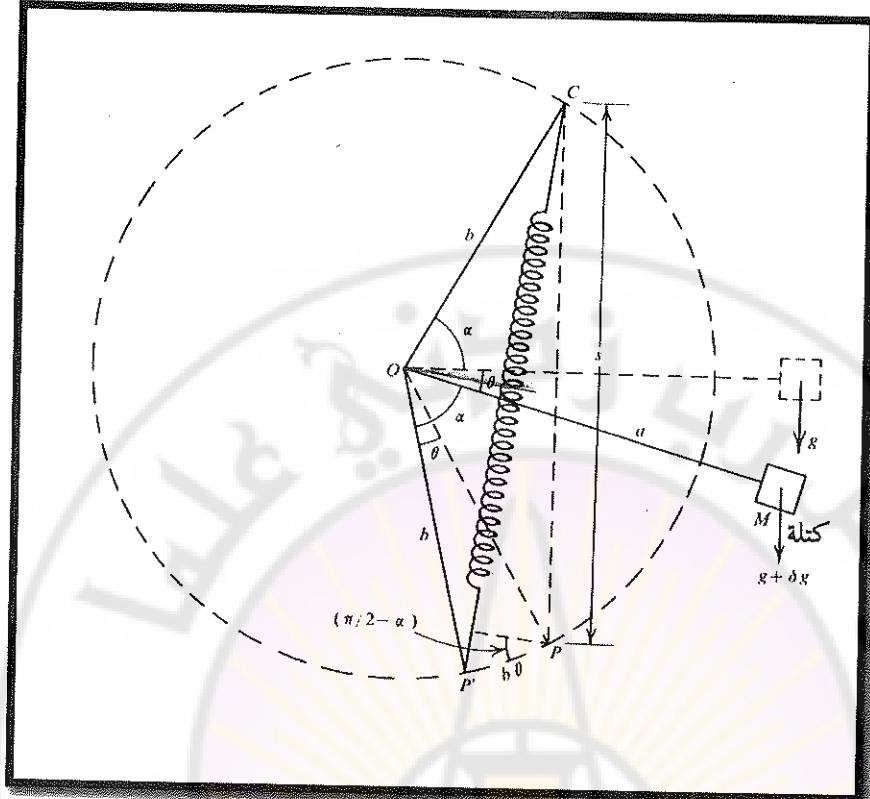
تعطى معادلة التغير الجاذبي على الشكل الآتي:

$$\delta g = \left(\frac{k}{M}\right) \left(\frac{b}{a}\right) \left(\frac{\cos 2\alpha}{\cos \alpha}\right) \delta s \quad (3-5)$$

k ثابت النابض ويعطى بالدينون/سم.

يمكن زيادة الحساسية بتغيير العوامل k/M و b/a وتؤخذ الزاوية α قريبة من 45 درجة لزيادة الحساسية إلى حدود 0.01 ميلي غال.

تحدد القراءة بهذا المقياس كما في مقياس لاكوسن ورومبرغ بطريقة التعديل، أي بقراءة القوة اللازمة لإعادة الذراع حامل الكتلة M إلى الوضع الأفقي.



الشكل (3-6): مبدأ مقاييس ووردن.
 (بحسب تلفورد وأخرين 1976)

4- مقاييس أسو (مقاييس ذات شريط تردد):

صمم هذا المقاييس لقياس الجاذبية في الآبار بدقة 0.01 mGal. يتميز بسرعة القياس إذ تستغرق إعادة القياس أربع مرات نحو 20 دقيقة. ويقوم مبدأه على تمرير تيار كهربائي متناوب عالي التردد في شريط مشدود ينخل كتلة معلقة في طرفه. ولما كان الشد سيتغير بتغير الجاذبية المطبقة على الكتلة سيتغير تردد الشريط.

يتتألف المقاييس (الشكل 3-7) من كتلة من البلاتين معلقة بطرف شريط رفيع من التنجستين، وترتبط من الأسفل بقضيب بشكل حرف T مشدود من طرفيه بشريط فتل مصنوع من

التنفسين. يوصل طرفي الشريط الشاقولي إلى مجموعة إلكترونية تحركه بتردد عالي (625 هرتز).

يعطى التردد F لشريط مشدود بكتلة M وطوله L وكثافة واحدة الطول منه m بالمعادلة الآتية:

$$F = \frac{1}{2L} \sqrt{\frac{Mg}{m}} \quad (3-6)$$

ولما كانت M و L و m ثوابت محددة بتصميم المقياس يمكن إدخال الثابت k كمالي:

$$k = \sqrt{\frac{M}{4mL^2}}$$

تصبح المعادلة (3-6) على الشكل الآتي:

$$F = k\sqrt{g} \quad (3-7)$$

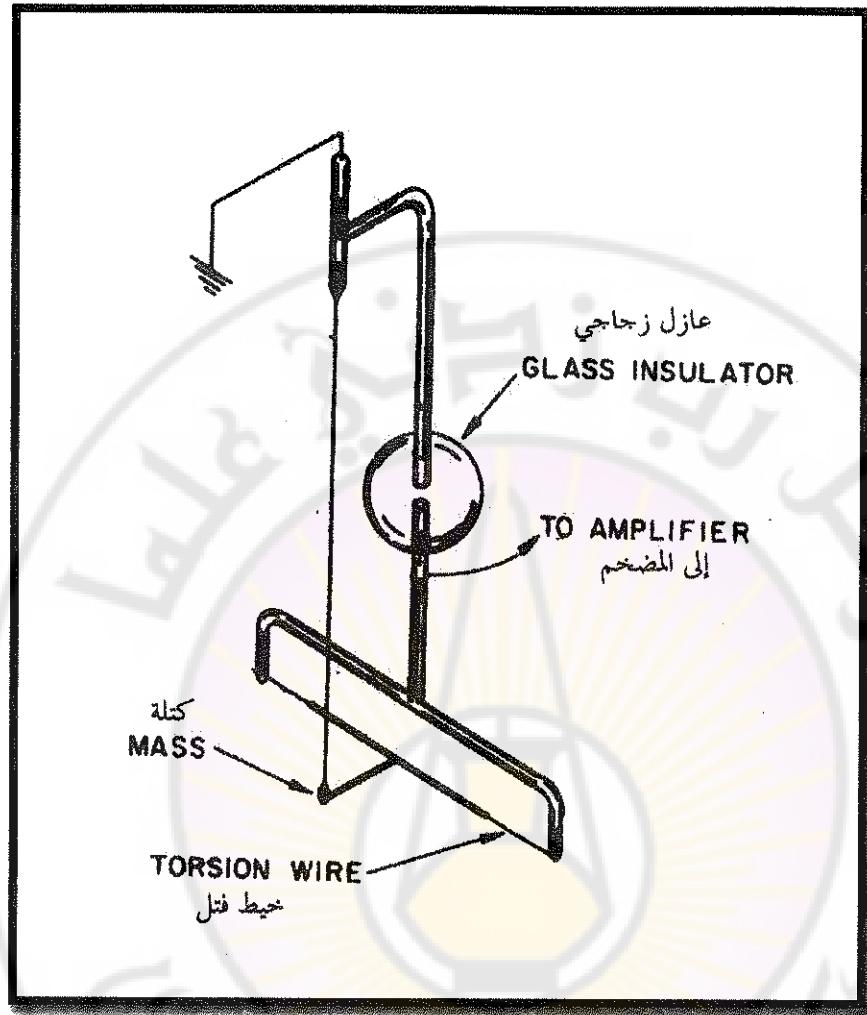
باشتراك طرفي المعادلة (3-7) نجد:

$$\frac{\Delta F}{F} = \frac{1}{2} \frac{\Delta g}{g} \quad (3-8)$$

إذا علمت قيمة g في منطقة الدراسة و F معلومة و ΔF مقيسة، يمكن حساب Δg وفق المعادلة الآتية:

$$\Delta g = 2g \frac{\Delta F}{F} \quad (3-9)$$

المقياس موضوع في غلاف خارجي أسطواني تسمح أبعاده بالبقاء شاقولياً في البئر. وهو مزود بمثبت آلي لدرجة حرارة مقدارها 125 درجة مئوية، وهي أعلى من أي درجة حرارة متوقعة في الآبار.



الشكل (7-3): مبدأ مقياس أسو.

(بحسب دوبرين وسافيت 1988)

3-5- مقاييس المسح الجاذبي البحري

تكمن صعوبة المسح البحري على ظهر السفينة في قياس قيمة صغيرة للجاذبية في وسط كثير الضجيج والحركة، وكذلك وجود تأثير إيتغوس (Eötvos Effect) الذي ينص على أن المقياس محمول على سفينة متحركة أو طائرة يخضع لتسارع إضافي، يجب التخلص منه.

وكذلك صعوبة المسح على قاع البحر هي في تأمين المقياس العازل للماء في ضغوط مائية عالية، وكذلك التحكم عن بعد ولاسيما فيما يتعلق بتأمين أفقية كاملة للمقياس. يوجز فيما يلي الأنواع المختلفة من الأجهزة التي استخدمت وما زال قيد الاستخدام:

3-1-5-3 - مقاييس قاع البحر :

استخدم في البداية الجرس الغاطس، المؤلف من حجرة محكمة الإغلاق يجلس فيها شخص مع مقياس الجاذبية، ويدلى إلى عمق حتى 125 قدمًا. ثم بدأ من عام 1941 استخدام مقاييس قاع البحر المتحكم بها عن بعد، إذ يدل المقياس من السفينة إلى قاع البحر، ثم تجرى عملية التسوية الأفقية بالتحكم عن بعد وتؤخذ القياسات التي تسجل إلكترونياً.

المشكلة التي تواجه هذا النوع من المقاييس هي تأثير حركة الأمواج وصلابة الرسوبيات المنخفضة في الأعماق الضحلة، لكن الحركة تخف والرسوبيات تزداد صلابة مع ارتفاع العمق.

تضمن هذه المجموعة جهازين، سيسير الأول منها:

La Coste and Romberg gravity meter

1- مقياس لا كoste ورومبرغ

Gulf gravity meter

2- مقياس غولف

مقياس لا كoste ورومبرغ:

استخدم مقياس لا كoste ورومبرغ المشروع سابقاً بوضعه في حجرة عازلة للماء وقدرة على تحمل ضغط الماء العالي. جهز كذلك بآليات التحكم عن بعد الكفيلة بوضعه أفقياً والتخلص من تأثير الحركات الناتجة عن الأمواج العميقية، ثم أخذ القراءات وإرسالها للتسجيل في السفينة.

3-2-5-3 - مقاييس مثبتة على قاعدة متحركة دائمة الأفقية Gimbal:

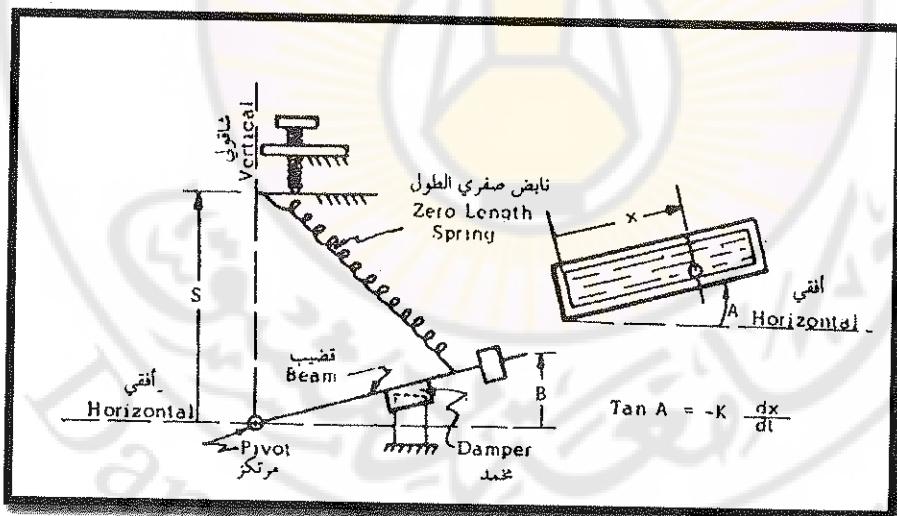
استخدم مقاييسان من نوع لا كoste ورومبرغ المشروع سابقاً بوضع كل منها على قاعدة متحركة دائمة الأفقية، ومتصلين بحاسوب إلكتروني بحيث تبحسب المركبة الشاقولية للجاذبية

بعد التخلص من تأثير تسارع السفينة الشاقولي والأفقي. أعطت هذه المقاييس نتائج مقبولة في بحار هادئ أو قليلة الاضطراب في مدة زمنية بلغت عشر سنوات.

3-5-3- مقاييس مثبتة على قاعدة جيروسโคبية :platform

طورت شركة لاكوسن ورومبرغ في عقد من الزمن وفي أثناء استخدام المقاييس المثبتة على قاعدة متحركة دائمة الأفقية القاعدة الجيروسโคبية، الأمر الذي طلب زيادة تخدام الجزء الحساس بإضافة محمد للذبذبات Damper واسعة الدور (الشكل 3-8)، وتقسيمة الذراع حامل الكثافة وتقليل تأثير المزدوجة العرضية الناتج عن التسارع الأفقي الجانبي لحركة السفينة. اقتضى هذا العمل تصميم دارات إلكترونية معقدة لإلزام قياس دقيق وصحيح بشكل آلياً.

من أجل ذلك زودت القاعدة بزوج من الجيروس코بيات لتعديل وضعها، وربط كل جيروسکوب بمقاييس للتسارع الأفقي لمنعه من الانحراف عن الشاقول ومن ثم بقاء الجزء الحساس باتجاه الشاقول. تدار القاعدة بوساطة محركات عزم اللي Torque motors للمحافظة على أفقية القاعدة.



الشكل (3-8): المجموعة المتحركة المجهزة بمحمد للتسارعات الأفقية لحركة السفينة.
(بحسب دوبرين وسافيت Dobrin & Savit 1988)

الفصل الرابع

طرائق المسح الجانبي

Gravity survey Methods



٤-١- مقدمة:

تطور المسح الجاذبي مع تطور التكنولوجيا، فأجهزة القياس تطورت من النواص إلى مقاييس لاكوسٌ ورومبرغ ومقاييس ووردن ذات الدقة العالية، وموقع المسح تطورت من المسح القاري إلى البحري إلى الجوي.

لقد تطور المسح القاري تطولاً كبيراً من المسح الجاذبي الكبير macrogravity survey، المطبق على مساحات كبيرة، إلى المسح الجاذبي الدقيق microgravity survey المطبق على مساحات صغيرة كالموقع الهندسية أو الآثرية أو البيئية. كما تطور من المسح السطحي إلى المسح البئري well logging.

وتطور المسح البحري من القياس في الجرس الغاطس إلى القياس على السفينة المتحركة باستخدام القاعدة الجيروسكوبية دائمة الأفقية، وتحديد موقع السفينة بطرائق إلكترونية وموخراً بواسطة الأقمار الصناعية.

أما المسح الجوي فلم يصل إلى مرحلة متقدمة بسبب كثیر من المعیقات التي ستدرك لاحقاً، لكن من المؤکد بأن التطور التكنولوجي المستقبلي سيتجاوز هذه المعیقات، وربما يصبح المسح بواسطة الأقمار الصناعية أمراً عادياً في مستقبل ربما لا يكون بعيداً.

سيعرض في هذا الفصل الأنواع المختلفة من المسح المذکورة بالتفصيل. نظراً إلى سهولة المسح المغناطيسي وإمكانية القيام به من الطائرة بعد المدخل إلى الدراسات الجيوفيزيكية في أية دولة، يليه في ذلك المسح الجاذبي القاري، ويتبعه المسح السيسمي أو أي نوع آخر من المسح الجيوفيزيكية. بدأ المسح الجاذبي على القارب، ثم مدد إلى قاع الأحواض المائية الضحلة، ثم طورت الأدوات التي تسمح بإنجازه على الباخرة، وفي الوقت نفسه جرت محاولات كثيرة لإنجازه من الطائرة إلى أن تحقق ذلك، لكن على نطاق ضيق بسبب الحاجة إلى أجهزة لاسلكية وطائرة لاسلكياً لذلك. وتستخدم في ذلك وسائل مختلفة. يتطلب المسح القاري الثبات في أثناء القياس، في حين تجري القياسات الجوية والبحرية باستمرار في أثناء حركة الطائرة أو السفينة. ويُعين المسح المطلوب بناء على المساحة المطلوب دراستها وبحسب الهدف من المسح. فعند التقريب عن المعادن الفلزية القارية تكون المسافة بين محطة أرضية

وأخرى صغيرة، في حين تزداد هذه المسافة حين التنقيب عن النفط، نظراً إلى توقيع كون المكمن النفطي على عمق أكبر من عمق المكمن المعدني.

وكما في بقية الدراسات يبدأ المسح الجاذبي (القاري أو البحري أو الجوي) بوضع خطة عمل متكاملة بناء على نوع المسح ومساحة المنطقة المدروسة وعلى الهدف من الدراسة (تنقيب عن النفط أو المعادن والفلزات الاقتصادية أو تحديد التراكيب والأجسام تحت السطحية)، ويحدد عدد المسارات (profiles) الرئيسية ومسارات الربط المعرضة والبعد بين محطة قياس وأخرى (نصف متر في حال المسح الآثاري أو الجيوهندسي أو عدة أمتار إلى عشرات الأمتار في المسح القاري أو نصف كيلومتر إلى كيلومتر في المسح البحري أو الجوي ومئات الأمتار في المسح الإقليمي) (جدول 4-1).

الجدول (4-1): تباعد نقاط القياس في المسح الجاذبي التطبيقية.
(بحسب شquer 1992)

تباعد نقاط القياس (بالمتر)	هدف المسح الجيولوجي
10 - 1	مسائل جيوهندسية
100 - 25	استكشاف الفحم الأسود
250	تحديد الفوالق
250	استكشاف القبب الملحية
500	مسح إقليمي

سيعرض في هذا الفصل متطلبات المسح الجاذبي القاري كلها بما فيها المسح الجيوهندسي أو الآثاري أو البيئي ثم الجوي ثم قياس الجاذبية في الآبار ثم المسح البحري وأخيراً المسح بالأقمار الصناعية:

4-2- المسح الجاذبي القاري:

يبدأ المسح الجاذبي بتعيين محطة مرجع (Base Station)، ثم تعيين مواقع المحطات الحقلية التي تتطلب سهولة المواصلات وتتوفر الطرق ويصمم مخطط توزيع المحطات، أي شبكة

المسح، بما يناسب عمق الهدف وامتداده الأفقي. يجب تجنب وضع المحطات على القمم العالية ذات القاعدة الصغيرة التي تسبب خطأً يصعب تحديده.

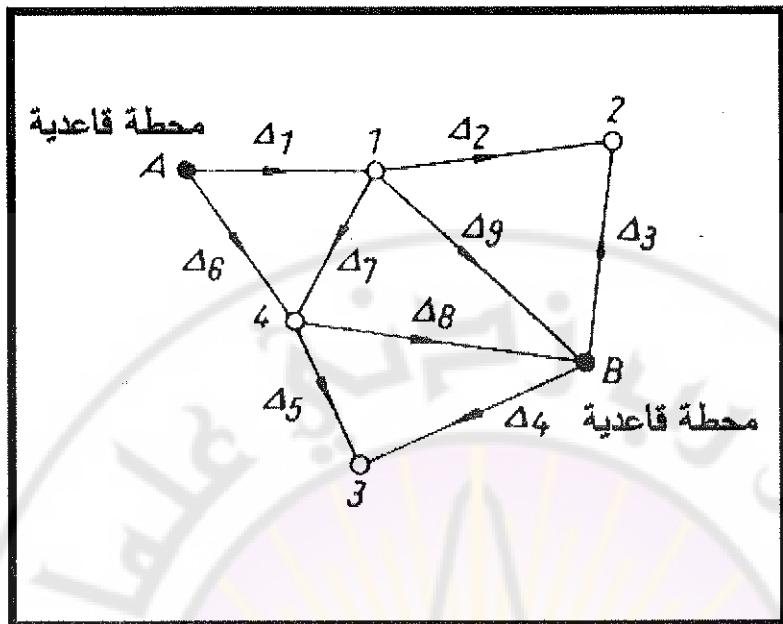
يجب تحديد ارتفاع المحطة بدقة مقدارها 0.1 قدم، وتحديد الاتجاه شمالاً-جنوباً بدقة مقدارها أقل من 100 قدم لإنجاز الدقة المطلوبة من القياس. بعد ذلك تحدد موقع المحطات على خريطة دقيقة ذات مقاييس مناسب كما تعين عليها المحطة المرجع التي تعرف بها قيمة الجاذبية (التي تعد صفرأ في القياسات النسبية)، أو تحدد قيمتها بالنسبة إلى محطة مرجع أخرى بحيث تعد الجاذبية في المحطة الأخرى مساوية إلى الصفر. تستخدم شبكات الجاذبية بحسب نوعها وهدفها ومكان تنفيذها، كما يرد باختصار في الفقرة الآتية:

1-2-4 - شبكات الجاذبية:

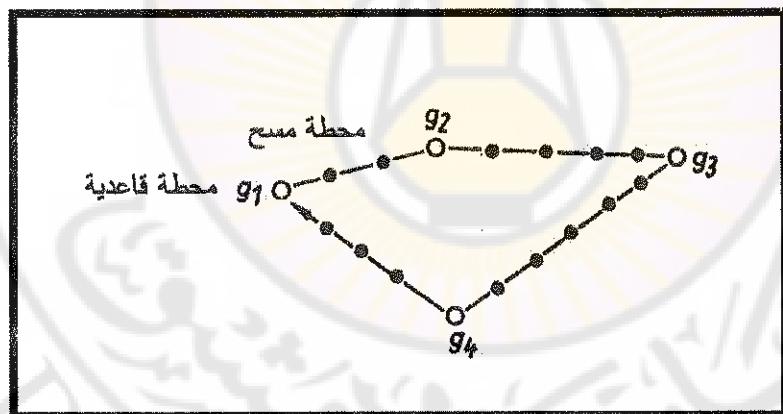
اعتمدت شبكة الجاذبية المعيارية العالمية International Gravity Standardization Net (IGSN 71) عام 1971، وتقوم على قياسات بوساطة التواس ومقاييس الجاذبية التي نمت خلال الخمسينيات والستينيات من القرن الماضي. يوجد نحو 100 محطة قاعدية قيد الاستخدام في العالم، ونحو 24000 مقياس جاذبي و1200 نواس. تجمع 14 من القياسات المطلقة كل عشرين سنة، وتتمدد بقياسات نسبية إلى 1873 محطة في العالم .(Shouker, 1992)

من الضروري ربط قيم الجاذبية المقيدة مع الشبكة المعيارية العالمية، ولاسيما الشبكات الإقليمية أو الوطنية. تقسم شبكة الجاذبية الوطنية إلى شبكات من درجة أدنى، وترتبط معها المسح الجاذبية التطبيقية ونقط القياس الحقلية. يتحدد تباعد نقاط القياس بناء على الهدف الجيولوجي (الجدول 1-4).

يعطي الشكل (1-4) شبكة قاعدية بسيطة تتضمن فيها النقطتان A و B إلى الشبكة الوطنية الأعلى. في حين يعطي الشكل (4-2) شبكة مسح جاذبية مؤلفة من نقاط تابعة للشبكة القاعدية ونقط تابعة لشبكة المسح.



الشكل (1-4): شبكة جاذبية قاعدية (تشير الأسهم باتجاه تزايد الجاذبية).
 (بحسب شفیر، 1992)



الشكل (2-4): شبكة مسح جاذبية، تمثل الدوائر نقاط من شبكة قاعدية، في حين تمثل النقاط محطات مسح جاذبي.
 (بحسب شفیر، 1992)

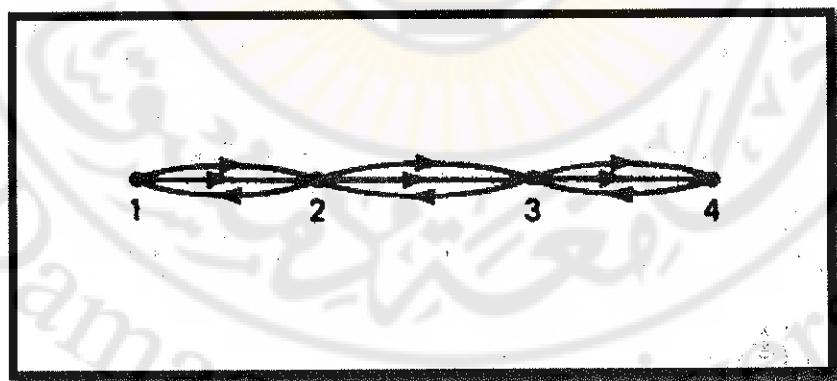
٤-٢-٢- تحديد محطات المسح:

يبدأ المسح الجاذبي بتعيين محطة مرجع (Base station) ثابتة تعرف فيها القيمة المطلقة للجاذبية (وتحدد قيمتها صفرًا في المسح النسبي) أو تحدد قيمتها بالنسبة إلى محطة مرجع أخرى بحيث تعد الجاذبية في المحطة الأخرى متساوية إلى الصفر.

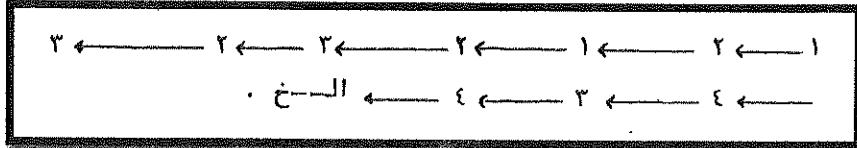
كما يقتضي المسح تحديد اتجاه مسارات المسح بدقة كبيرة نظرًا إلى تغير شدة شواد الجاذبية مع اتجاه المسار، كما تحدد المسافة بين المحطات بدقة، ولاسيما في الأبعاد الصغيرة مثل المسح الجيوهندسي أو الآثاري. فمثلاً يجب تحديد الاتجاه شمالاً-جنوباً في المسح الجيولوجي بدقة مقدارها أقل من 100 قدم، كما يجب معرفة الارتفاع عن المحطة المرجع بدقة مقدارها 0.1 قدم. ويتم هذا التحديد بواسطة فرقة عمل طبوغرافية وتقوم بتوقيع المنطقة المدروسة على خريطة المنطقة بحسب المقاييس المطلوب.

٤-٣- تنفيذ المسح:

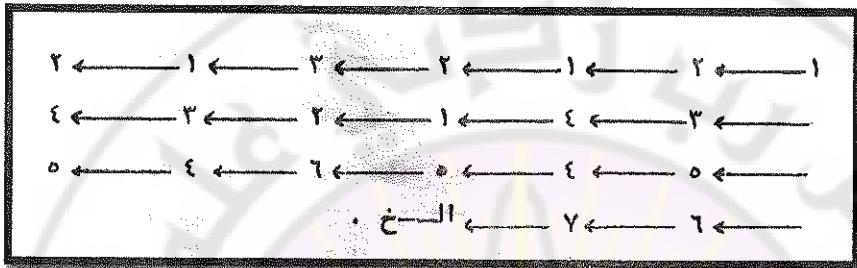
يتطلب تنفيذ المسح تعين زمن القياس في كل محطة بدقة لرصد تغيرات الجاذبية اليومية الناتجة عن تأثير جذب الشمس والقمر لإجراء تصحيح المد والجزر Tidal correction وكذلك تصحيح انسياق المقاييس Drift correction. يجرى القياس في محطات مرتبة بشكل شبكة، كما في الشكل (٤-٣)، الذي يمثل نموذجاً أولًا لشبكة محطات مسح جاذبي، ويتم الانتقال عليها وفق التسلسل الوارد في الشكل (٤-٤) الذي يعطي تسلسل الانتقال على شبكة المسح الجاذبي في النموذج الأول، أو وفق التسلسل الوارد في الشكل (٤-٥).



الشكل (٤-٣): نموذج أول لشبكة محطات مسح جاذبي، ويظهر عليها تسلسل المحطات. تشير الأسهم إلى اتجاه الانتقال.

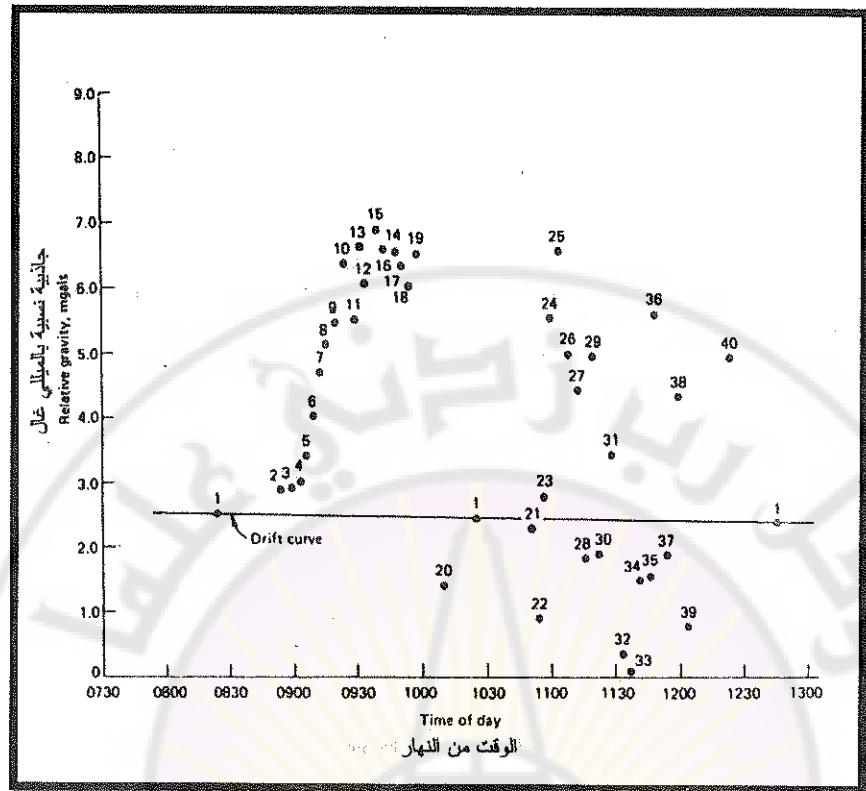


الشكل (4-4): تسلسل الانتقال على شبكة المسح الجانبي في النموذج الأول.



الشكل (4-5): تسلسل آخر للانتقال على شبكة المسح الجانبي في النموذج الأول.

أو قد يتم القياس في محطات مرتبة بشكل شبكة أخرى، كما في الشكل (4-6) الذي يمثل نموذجاً ثانياً لشبكة محطات مسح جانبي ويتم الانتقال على محطات متسلسلة ثم العودة كل ساعتين إلى المحطة الأولى، فمثلاً يجرى القياس في المحطة الأولى على الساعة 8.45 ويتولى الانتقال من المحطة 1 إلى المحطة 20 ثم العودة 20 ثم العودة 1 إلى المحطة 1 على الساعة 10.45 ثم الانتقال إلى المحطة 21 ويتولى القياس حتى المحطة 40 ثم العودة للقياس الثالث في المحطة 1 على الساعة 12.45. تسقط القيم المقيدة في المحطات المختلفة وفي الأزمنة المموافقة كما في الشكل (4-6)، بعد استبدال أرقام المحطات بقيم الجاذبية المقيدة. تسقط كذلك القيم الثلاث المقيدة في المحطة الأولى وفق الأزمنة المموافقة، ثم يوصل بينها خطوط مستقيمة فيمثل المنحنى المنكسر منحنى انسياق القياس. بناء على ذلك يجرى تصحيح الانسياق للحصول على القيم النسبية للجاذبية، بأخذ الفرق بين القيمة في المحطة والقيمة في النقطة من منحنى الانسياق الواقعة تحت/فوق المحطة مباشرة. مثلاً الجاذبية في المحطة 12 هي $1.5 - 2.5 = -3.5 \text{ mGals}$ ، في حين الجاذبية في المحطة 22 هي $-1.5 - 2.5 = -4 \text{ mGals}$.



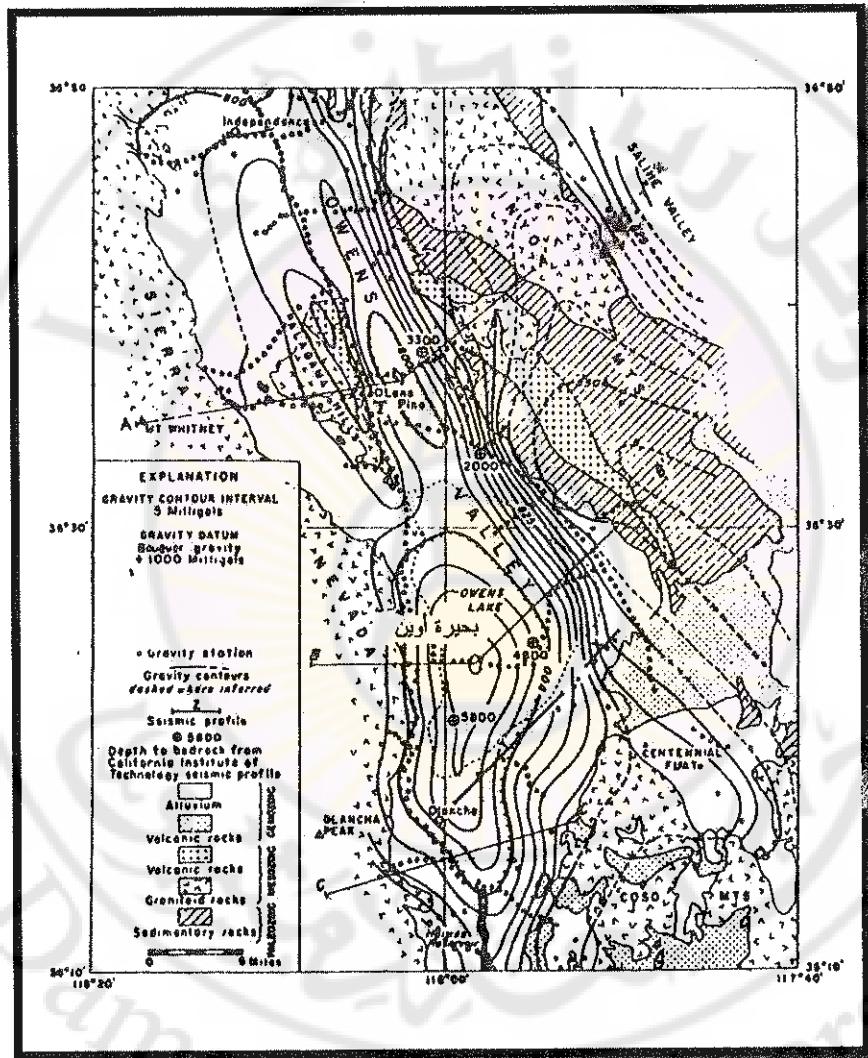
الشكل (4-6): نموذج ثان لشبكة مسح جاذبي، ويظهر عليها تسلسل المحمطات. تشير الأرقام إلى تدرج الانطلاق من المحطة 1 إلى المحطة 40.

4-2-4- المسح الجاذبي القاري الإقليمي :Regional gravity survey

يهدف المسح الجاذبي الإقليمي لاستكشاف البنيات الجيولوجية الكبيرة التي تمتد لمئات الكيلومترات مثل الاندساسات المهلية أو الفووالق التكتونية أو القبب الملحية أو أحواض الترسيب. لهذا يكون تباعد محطات المسح كبيراً ويرواوح بين 1 و 5 كيلومترات، ويجب العمل بدقة تتراوح بين 0.5 إلى 1 ميلي غال.

أجرى كين وباكيسير (Kane and Pakiser, 1961) دراسة للجزء الجنوبي من وادي أوين الواقع شرقي جبال سبيرانيفادا Sierra Nevada في كاليفورنيا الأمريكية، لتحديد بنية صخور الركيزة البلورية تحت الغطاء السميكي من الرسوبات الشكل (4-7). بينت الدراسة أن

الركيزة مضروبة بفوالق أدى إلى انخفاض الجزء المركزي من الوادي، وهذا أدى إلى تجمع سماكات كبيرة من الرسوبيات منخفضة الكثافة ومن ثم خفض قيمة الجاذبية من 855 ميللي غال في الجزء الشرقي من الخريطة حيث توجد الصخور الاندفاعية إلى قيمة صغرى مقدارها 780 ميللي غال في المنطقة الوسطى حيث توجد الرسوبيات وتقع بحيرة أوين Owen Lake.



الشكل (7-4): خريطة شواد بوجير لوادي أوين في كاليفورنيا.
(بحسب كين وباكيسير 1961)

4-3- المسح الجاذبي الدقيق :Microgravity survey

يستخدم المسح الدقيق في الأعمال الجيوهندسية والمنجمية والأثرية والبيئية (Ward, 1990) (الجدول 4-1)، حيث تقاس شوادجاذبية منخفضة من مرتبة عدة ميللي غالات وتنطلب دقة بحدود 0.1 ميللي غال، ويرأوا تباعد محطات القياس بين 1 و 20 متراً، ويجب تحديد الارتفاع بدقة عالية، بحدود 1 سنتيمتراً. تستخدم الأعمال المختلفة المسح الجاذبي الدقيق بحسب حاجتها إليها، لذا سنورد باختصار مجالات تطبيقه في كل من الأعمال المذكورة:

- في الأعمال الجيو هندسية:
 - 1- تحديد أماكن الفجوات تحت السطحية.
 - 2- تحديد الفوالق في مناطق الانهدام.
 - 3- استكشاف الخزانات المائية الجوفية.
 - 4- دراسة موقع البناء والسدود وصلاحيتها للبناء.
 - 5- استكشاف موقع مواد البناء.
- في الأعمال المنجمية:
 - 1- تحديد أماكن الأنفاق المنجمية.
 - 2- كشف التصدعات وتحطيطها.
 - 3- تحديد تغير سمكافة الفحم في المناجم وأعمقها.
 - 4- استكشاف الظروف التكتونية المحظية.
- في الأعمال الأثرية:
 - 1- كشف أماكن وجود الأجسام الأثرية الصغيرة.
 - 2- كشف الفجوات والتكمفات الموجودة تحت الأبنية الأثرية.
- في الأعمال البيئية:
 - 1- كشف الحاويات والبراميل المعدنية الحاوية على مواد خطرة.
 - 2- دراسة البنية الجيولوجية ومدى صلاحيتها بوصفها مكب للنفايات.

4-4- المسح الجاذبي الجوي :Airborne gravity survey

إن الصعوبات التي تتعارض تطبيق المسح الجاذبي الجوي كبيرة جداً ومعقدة. والصعوبة الرئيسية هي التغيرات الكبيرة والسريعة بـ g الناتجة عن سرعة الطائرة العالية. تتغير g مع تغيرات ارتفاع الطائرة وتتسارعها الخطى وتماثيلها roll وتموجها heading. فتغير ارتفاع الطائرة بمقدار 50 قدماً أو تغير في تموجها مقداره 0.16 من الدرجة يعادل 5 ميللي غال. ويتطلب تأثير إيقوس تصحيحاً مقداره 1000 ميللي غال إذا كانت سرعة الطائرة 200 ميل بالساعة باتجاه شرق-غرب. ويتطلب الطيران باتجاه جنوب-شمال تحديد الاتجاه بدقة دقيقتين من الدرجة. لذا يتطلب ذلك تحكماً استثنائياً بحركة الطائرة وسرعة ثابتة للحصول على نتائج مفيدة.

يجري التركيز حالياً على تطوير المسح الجاذبي الجوي باستخدام أجهزة التسجيل الحديثة والمعقدة، للاستفادة منه في التقييب البترولي باستخدام طائرات منخفضة السرعة أو هيليكوبتر، أو لمسح المناطق القطبية أو المناطق المغطاة بالغابات.

4-4-1- تحديد موقع الطائرة في المسح الجاذبي الجوي :

من المهم تحديد موقع الطائرة في أثناء المسح الجاذبي الجوي بدقة، وقد استخدم لهذا الغرض التصوير الفوتوغرافي، ثم أدخل عدد من الطرائق الإلكترونية. تعدد فيما يأتي هذه الطرائق التي ذكرت في كتاب الطرائق المغناطيسية (أبوديب، 2013)، لكن سيرد شرح أكثر الطرائق استخداماً في المسح الجاذبي البحري في الفقرة المناسبة.

آ- التصوير الفوتوغرافي :

ب- الطرائق الإلكترونية:

هناك عدد من الطرائق الإلكترونية التي تستخدم لهذا الأمر في المسح الجاذبي الجوي وبعضها يطبق في المسح الجاذبي البحري.

1. طريقة الرادار Radar method
2. طريقة شوران Shoran Method
3. طريقة التردد الراديوي Radio-frequency method
4. طريقة دوبлер Doppler Method
5. طريقة الأقمار الصناعية Satellites navigation method

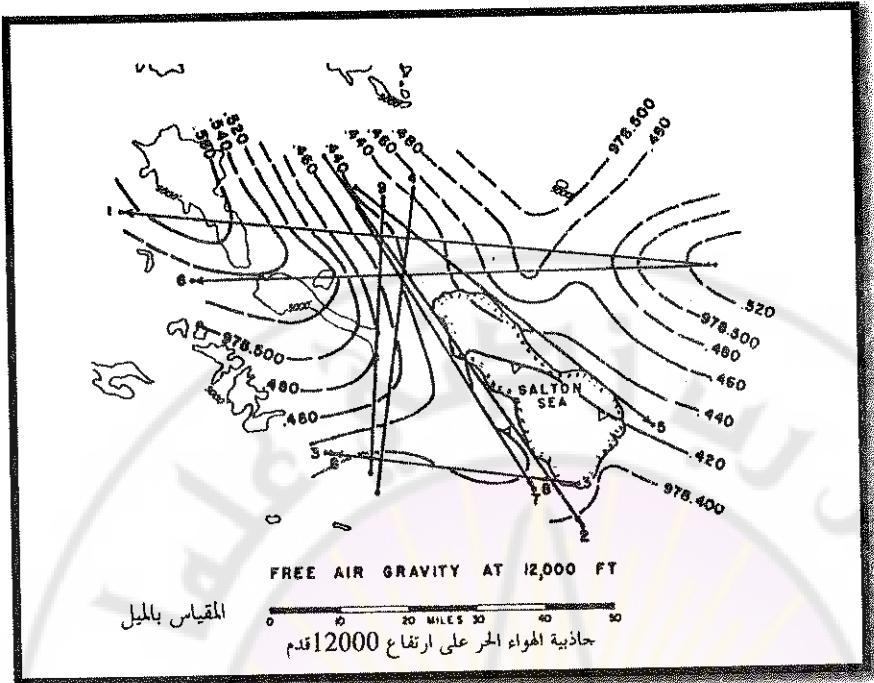
6. نظام تعين الموقع التفاضلي Differential Global Positioning System

4-4-2- تطور المسح الجاذبي الجوي:

أنجزت مسح جاذبية عدة في مناطق أمريكية وكان أولها عام 1958 من قبل نومسون ولاكوست (Thompson and LaCoste, 1960) باستخدام مقاييس لاكوسن ورومبرغ المثبت على جيمبل في طائرة بسلاح الجو الأمريكي. تم الطيران فوق مطار إدوارد في كاليفورنيا وأنجزت دقة مقدارها 10 ميلي غال.

وصف نيتلتون وأخرون عام 1960 (Nettleton, et al. 1960)، اختباراً باستخدام مقاييس لاكوسن ورومبرغ محمول على طائرة B-17، طارت على ارتفاع 12000 قدم فوق واد في كاليفورنيا (Imperial Valley) وقطع مسافة 500 ميل على ثمانى بروفيلات مختلفة الاتجاهات (الشكل 4-8). تم التسجيل الجاذبي مع تصوير جوي وقياس الارتفاع بالرادار ومقاييس ارتفاع هيبسوميتر hypsometer لقياس التغيرات الصغيرة المفاجئة للارتفاع. فورتنت النتائج بنتائج مسح قاري إقليمي سابق.

وبعد إجراء التصحيحات كلها رسمت خريطة (الشكل 4-8) بتباعد خطوط الشدة الجاذبية 20 ميلي غال، تعطي مساحة 70×50 ميلاً، وكانت الحساسية بمقدار 10 ميلي غال في شروط تسجيل جيدة.



الشكل (4-8): جاذبية الهواء الحر على ارتفاع 12000 قدم فوق واد في كاليفورنيا. الخطوط المستقيمة تمثل مسارات المسح الجاذبي.

(بحسب نيتليتون وأخرين 1960)

أجرى نيتليتون وأخرون عام 1962 (Nettleton, et al. 1962)، تسجيلاً دقيقاً باستخدام مقياس لاكوسن ورومبرغ على محيط مثلث بين هيوستن وشريفبورت وباتون بطول 1200 ميل وارتفاع الطائرة 12000 قدم. طبق التتابع نحو الأعلى upward continuation على قياسات أرضية سابقة على المسار المثلث نفسه، فكان الفرق في قيم منحنى الخط الأصغرى بين القيم المقيدة والمحسوبة 6.6 ميللي غال، وهي نتيجة جيدة بسبب الصعوبات التقنية التي واجهها العمل.

أنجز مسح جانبي حوي (Forsberg et al., 2000) بين عامي 1998 و 1999 للأجزاء المغطاة بالجليد من البحر حول شمال وشمال-شرق غرينلاند، وأجرى المسح بمساعدة فرقة دنماركية-نرويجية باستخدام جهاز لاكوسن ورومبرغ نموذج A، محمول على طائرة

بمحركين قادر على الطيران البطيء والمنخفض، كانت القياسات عالية الدقة والتحليل. قورنت النتائج بقياسات بحرية فوجد أن الدقة بحدود 2 ميلي غال.

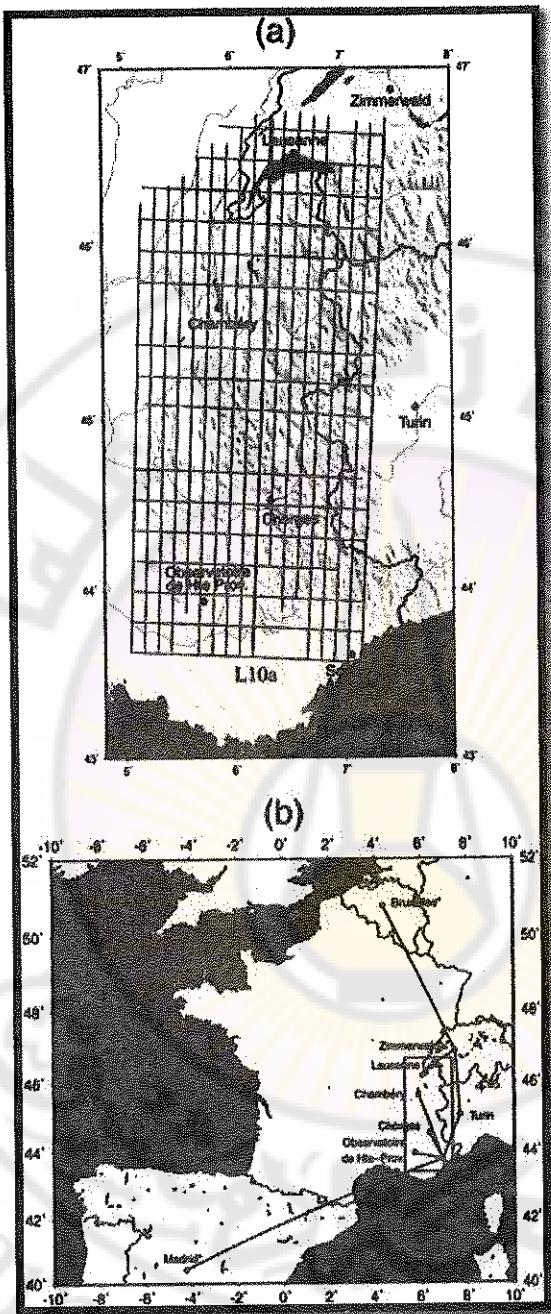
أنجز في شباط 1998 (Verdun et al. 2003) مسح جاذبي جوي إقليمي في الألب الغربية الفرنسية، جرى المسح على 18 خط باتجاه جنوب-شمال و 16 خط باتجاه شرق-غرب، بتبعاد 10 و 20 كيلومتراً على الترتيب (الشكل 4-9)، وغطى مساحة 50000 كم² ومسافة 10000 كم من الطيران.

شمل العمل المسح الجوي الجاذبي ثم حساب شواز بوجير، وختم بمناقشة الدقة والتحليل بمقارنة المعطيات بخريطة التتابع نحو الأعلى للقياسات الأرضية.

استخدم مقياس لاوكست ورومبيرغ نموذج SA، محمول على طائرة ديهافيلاند ثنائية المحرك مزودة بطيار آلي ومستقبل لمنظومة GPS لإنجاز ملاحة دقيقة.

أثبت العمل أن المسح الجاذبي الجوي واعد بالنسبة إلى المسح الإقليمي الواسع، وكانت الدقة والتحليل مماثلين تقريباً لما في المسح الأرضي.

- تعطي الخريطة (الشكل 4-9-a) شبكة خطوط الطيران باتجاه جنوب-شمال وشرق-غرب، وتشير المواقع إلى المحطات السبع لمنظومة GPS لتحديد مكان الطائرة. والشكل (4-9-b) يعطي شبكة الطيران والمستطيل المرسوم يحصر منطقة المسح.



الشكل (9): المسح الجاذبي الجوي في الألب الغربية الفرنسية،
-a- توزع خطوط الطيران، -b- خريطة شبكة الطيران والمستطيل يحصر منطقة المسح.
(بحسب فيرون وآخرين 2003)
(Verdon et al., 2003)

بدأ عام 2011 مسح جاذبي جوي بوصفه جزءاً من مشروع كاربون نيت (CarbonNet, 2016) لزيادة فهم جيولوجية حوض جيسلاند Gippsland Basin الممتد من الشاطئ إلى البحر في مقاطعة فكتوريا بأستراليا. يهدف العمل إلى قياس التغيرات الدقيقة في الحقل الجاذبي الأرضي، وهذا يمكن من تقدير بنية الصخور وتركيبتها في المنطقة. تم الطيران على خطوط تتجه شمال شرق - جنوب غرب بطول 10523 كم بتباعد 1 كيلومتر بين الخطوط مع بعض الخطوط الإضافية المتبااعدة بـ 500 متر فوق الشاطئ.

أشار نفسير المعطيات إلى أن صخور الجزء الشمالي أعلى كثافة من صخور الجزء الجنوبي الغربي من المنطقة مع وجود بعض الحدود الجيولوجية، وتغيرات في سماكة الوحدات الجيولوجية ووجود بعض الفوالق العميقة. ستستخدم هذه النتائج في الاستكشاف الفازي أو النفطي، وتعد معطيات جيدة لبناء نموذج ثلاثي الأبعاد لصخور المنطقة وهذا سيساعد في تمييز وتقدير الخزانات الهيدروكربونية في المنطقة.

بدأ في شهر آب 2018 مشروع مسح جاذبي جوي في مقاطعة فكتوريا في أستراليا (GSV, 2018)، لمساحة 16000 كم² تمت في جنوب غرب المقاطعة، وبهدف العمل إلى قياس التغيرات الصغيرة جداً في الحقل الجاذبي الأرضي بحثاً عن الغاز الطبيعي على الشاطئ ويحيداً عنه، وتستخدم لذلك طائرتان صغيرتان تحمل كل منهما مقياس جاذبية مصمم للعمل بالطائرة. تطير الطائرة على ارتفاع 150 إلى 300 متر. بعد بين خطوط الطيران 500 متر، باتجاه شمال غرب - جنوب شرق. انتهى العمل بالمشروع مع نهاية عام 2018.

5-4- قياس الجاذبية البئرية :Borehole gravimetry

سمح التقدم التكنولوجي وصنع الأجهزة بقياس الجاذبية في الآبار بدقة (Peckett, 1970)، وعدل أحد مقياسات لاكونست ورومبرغ لقياس في الآبار الضيقة وفي شروط حرارية وضغطية مرتفعة، وصممت الأجهزة البئرية على أساس تصحيحات للهواء الحر وصفحة بوغير.

إذا كانت g_1 و g_2 (الشكل 4-10) هي الجاذبية المقيسة في بئر شاقولية على ارتفاع h_1 و h_2 من الكرواني المرجع، والفرق بين g_1 و g_2 ناتج عن اختلاف الارتفاع والمواد الموجودة

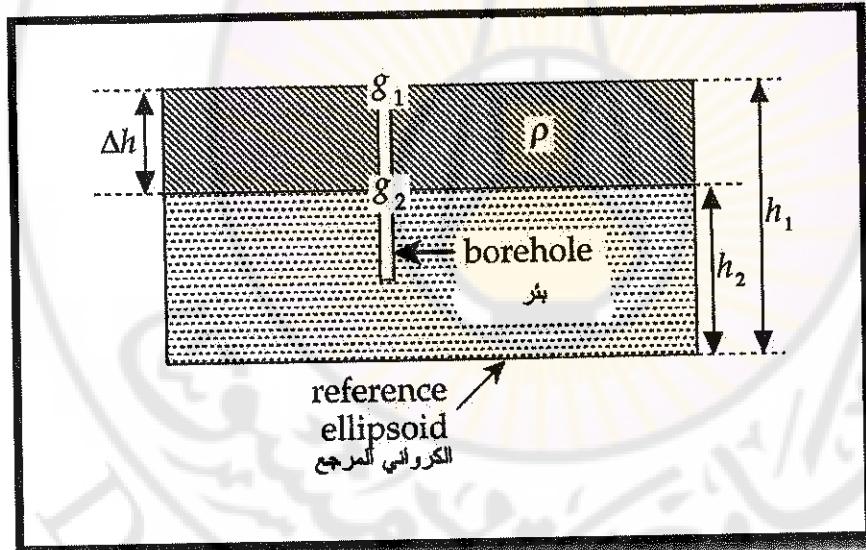
بين المستويين في البئر. g_2 أكبر من g_1 لسبعين، السبب الأول: لأن المستوى الأخفض هو الأقرب إلى مركز الأرض. لذا ستكون g_2 أكبر من g_1 بالمقدار الآتي:

$$dg = (0.3086 - (0.0419\rho \cdot 10^{-3}))\Delta h \quad (4-1)$$

حيث $\Delta h = h_1 - h_2$

السبب الثاني: مقياس الجاذبية الموجود في المستوى h_2 سيكون تحت تأثير جذب نحو الأعلى من المواد بين مستوى القياس، وهذا يقلل من الجاذبية المقيسة في المستوى h_2 ، لذا يجب زيادة g_2 بمقدار $0.0419\rho \cdot 10^{-3} \Delta h$. يكون الفرق Δg بين القيم المصححة لـ g_1 و g_2 بعد الإعادة إلى المستوى h_2 كالتالي:

$$\begin{aligned} \Delta g &= (0.3086 - (0.0419\rho \cdot 10^{-3}))\Delta h - 0.0419\rho \cdot 10^{-3} \Delta h \\ &= (0.3086 - (0.0838\rho \cdot 10^{-3}))\Delta h \quad \text{mGal} \end{aligned} \quad (4-2)$$



الشكل (4-10): قياس الجاذبية في بئر شاقولية بهدف تحديد كثافة طبقة صخرية.

(بحسب لوري 2007)

4-6- المسح الجانبي البحري :Marine gravity survey

واجه المسح الجانبي البحري صعوبات كثيرة، وكان أهمها التخلص من تأثير حركة السفينة الشاقولية بتأثير الأمواج وحركتها الأفقية نتيجة سرعتها وتدحرجها نحو الأمام والخلف وتلرجحها نحو اليمين واليسار، لأن التأثير الجانبي الناتج عن حركة السفينة يصل إلى نحو 100000 ميلي غال، في حين أن التغيرات المطلوب قياسها من مرتبة واحد ميللي غال.

والصعوبة الأخرى هي تحديد موقع السفينة الثابتة والمتحركة، والتخلص من تأثير إينتوس Eötvos effect في السفينة المتحركة والمتمثل بخضوع السفينة إلى تسارع إضافي ناتج عن دوران الأرض حول محورها.

4-6-1- التخلص من تأثير حركة السفينة:

في البدايات استخدم الجرس الغاطس في قياس الجاذبية على عمق بحدود 125 قدمًا، ويتألف من حجرة محكمة الإغلاق يجلس فيها عامل لتشغيل مقياس الجاذبية. ساعد تطوير منظومات التحكم عن بعد على زيادة عمق الجرس الغاطس، ثم استخدمت غواصة- على نطاق ضيق- لحمل المقياس إلى قاع البحر.

فيما بعد طور مقياس لاكتوست ورومبرغ المثبت على قاعدة دائمة الأفقية ذاتية الحركة بكل الاتجاهات، حيث تؤدي حركة السفينة إلى ميل القاعدة لكن يبقى سطحها- ومن ثم- المقياس أفقياً.

وأخيرًا وبعد عشر سنوات من العمل طورت القاعدة الجيروسكوبية وكل ما هو مطلوب لتوفير قياس دقيق على ظهر السفينة.

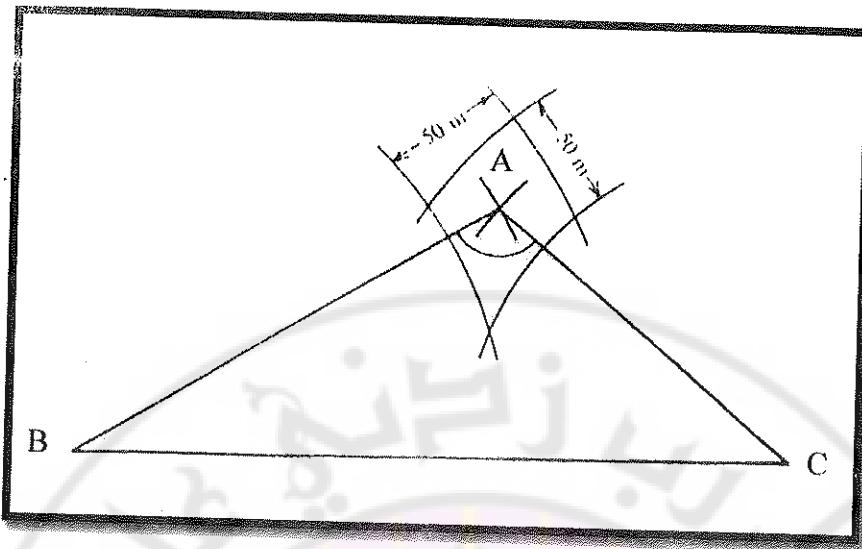
4-6-2- تحديد موقع السفينة:

أجريَّ كثير من مسوح الجاذبية فوق مناطق مغطاة بالمياه أو تحت المياه، وصُرِدَّ كثير من المصاعب في المسح البحري، وكان أصعبها تحديد موقع السفينة، ومنها أيضًا استقرار المقياس بالنسبة إلى حركة السفينة الناتجة عن الأمواج، مع أنه بالإمكان أحياناً تحديد الموقع برصد موقعين معلومي الإحداثيات، لكنه من الضروري استخدام منظومات إلكترونية معقدة مثل

طريقة شوران (Shoran) أو ريديست (Raydist) أو لوران (Loran) الخ. وتستخدم حالياً الأقمار الصناعية لتحديد الموقع بدقة، لاسيما في المناطق البعيدة عن الشاطئ، تكون دقة تحديد الموقع بعيداً عن الشاطئ أقل من تلك على القارة. يورد فيما يأتي شرحاً مختصراً لطريقتي شوران والأقمار الصناعية.

4-6-1- طريقة شوران Shoran Method

كلمة شوران مختصر للتعبير الإنجليزي "SHOrt RAnge Navigation" وتعني "الملاحة قصيرة المدى"، وهي منظومة ملاحية تستخدم في الطائرات والقاذفات الموجهة والسفين، إذ ترسل إشارات راديو من الطائرة أو السفينة إلى زوج من الأجهزة المرسلة المستجيبة (transponders) الأرضية معلومة الموقع بدقة، فتسمح الإشارات العائدة بتحديد موقع الطائرة أو السفينة. هذه الطريقة معدلة من طريقة الرadar وتعتمد مبدأ خط نظر (Line of Sight)، أي إنها لا تتعكس على طبقات الغلاف الجوي، ومن ثم لا تستطيع مساعدة تحديد سطح الأرض لأنها تستخدم ترددات عالية جداً في المجال 450-225 مليون هرتز. وتوضع هذه الأجهزة في أماكن محددة في أثناء المسح الجوي أو البحري وجهاز على الطائرة أو السفينة ويرسل إشارة لاسلكية ليلتقطها الجهازان الموجودان على الأرض، وبعد مدة تأخير زمنية قصيرة محددة الطول بدقة تعاد الإشارة إلى الجهاز المرسل المستجيب الموجود على الطائرة أو السفينة، ثم يحدد الزمن المقطوع باتجاه واحد بطرح فترة التأخير من الزمن الكلي وقسمة الباقى على اثنين ويضرب الناتج بسرعة الإشارة اللاسلكية، للحصول على المسافة الفاصلة بين الطائرة أو السفينة والجهاز المرسل المستجيب. وتعد نقطة تقاطع الدائريتين اللتين مركزاًهما موقع الأجهزة المرسلة المستجيبة (C و B في الشكل 4-11) على أنها مكان وجود الطائرة أو السفينة في ذلك الوقت (A في الشكل 4-11).



الشكل (11-4): تحديد مكان السفينة (A) بطريقة شوران بالنسبة إلى جهازي الإرسال الثابتين على الأرض B و C.

(بحسب تلفورد وأخرين 1976)

استخدمت هذه الطريقة أولاً في قاذفات القنابل في الحرب الكورية في بداية الخمسينيات من القرن الماضي. وفي السبعينيات من القرن الماضي استخدمت على نطاق واسع في استكشاف النفط والغاز، وذلك لتحديد أماكن وجود سفن المسح السيفيري ومواقع أجهزة حفر الآبار النفطية حول العالم. يجرى ذلك بتجهيز قارب يحمل جهاز مرسل مستجيب ليرسل إشارات الراديو إلى هوائيات عالية (27 متراً) موضوعة على بعد أقدام عدة من نقاط جيوديزية على الشاطئ. حققت هذه الطريقة دقة كبيرة في تحديد الموقع على بعد 320 كيلومتراً عن الهوائيات.

2-2-6-4 طريقة الأقمار الصناعية :Satellites navigation method

تدعى هذه الطريقة نظام تحديد المواقع (GPS) (Global Positioning System) وتعمل بواسطة منظومة أقمار صناعية ملحوظة تحدد الموقع والمعلومات الزمنية على سطح الأرض أو قريباً من السطح في أي طقس. ويقتضي ذلك توافر خط نظر (line of sight) لا يعيقه أي حاجز - إلى أربعة أو أكثر من الأقمار الصناعية العاملة في المنظومة.

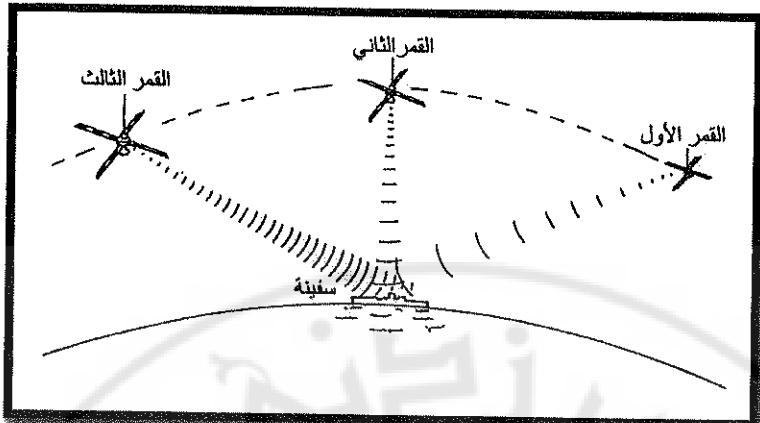
يتلقى كل جهاز مستقبل على سطح الأرض المعلومات التي يبثها كل قمر وتتضمن الرسائل الآتية:

- 1- زمن بث الرسالة.
- 2- معلومات مدار القمر الدقيقة.
- 3- وضع المنظومة العام بما فيها معلومات مدارات منظومة الأقمار.

يقوم الجهاز المستقبل بتحديد موقعه من تحديد الزمن الذي قطعه كل من الإشارات المرسلة من هذه الأقمار، ثم يحسب البعد عن كل قمر بضرب الزمن بسرعة الإشارة. ثم تستخدم الأبعاد عن الأقمار مع موقع الأقمار نفسها بعملية تثليث لحساب موقع الجهاز المستقبل ويعرض على شاشة الجهاز المستقبل بحسب منظومة الإحداثيات المطلوبة (مثلاً: خط العرض وخط الطول) مع الارتفاع عن سطح البحر.

تستخدم هذه الطريقة الأمواج اللاسلكية التي ترسلها الأقمار الصناعية في المجال التردد 150-400 مليون هرتز. ونظراً إلى أن القمر الصناعي يحتاج إلى 100 دقيقة للدوران حول الأرض فإنه يظهر مدة 18 دقيقة على أي نقطة واقعة تحت مداره (من الأفق للأفق) (الشكل 4-12)، ويرسل المعلومات عن موقعه كل دقيقتين. تخضع الترددات المقيسة على السفينة إلى انزياح دوبلر، نظراً إلى تحرك القمر بالنسبة إلى السفينة. وهكذا يحسب الاختلاف بين خط طول وخط عرض القمر وخط طول وخط عرض السفينة من انزياح ترددات دوبلر.

يحل حاسوب على السفينة هذه المعلومات جميعها وقيمة انزياح ترددات دوبلر مع سرعة السفينة لتحديد موقع السفينة على سطح الأرض.



الشكل (4-12): موقع الأقمار الصناعية بالنسبة إلى السفينة في طريقة الأقمار الصناعية.
(بحسب تلفورد وأخرين 1976)

4-6-3- المسح الجاذبي البحري العميق:

عُدلَ كثيرٌ من أجهزة المسح الجاذبي للقياس تحت الماء. وطورَ فينينج مينيس منذ 40 عاماً منظومةً ثلاثة التواصُل ووضعها في غواصة للعمل الجيوديزي. وتستخدم الآن مقاييس المسح البحري على السفينة على نطاقٍ واسع، مثل مقاييس غراف-أسكانيا المثبتة على قاعدة جيروسكوبية في أكثر الأماكن استقراراً بالنسبة لحركة السفينة. تتم القراءة باستمرار والحساسية بحدود 2 ميلي غال. كما سجلت قياسات بمقاييس لاكوسٌ ورومبرغ، مع نكارة بحدود 1 ميلي غال. هذه الحساسية مقاربة لتسجيلات التواصُل على قاع البحر.

إذا كان لسرعة المقياس مركبة بالاتجاه شرق-غرب في أثناء القياس تضاف سرعة السفينة إلى السرعة الدورانية الناتجة عن دوران الأرض، وهذا يزيد القوة النابذة ويقلل قراءة الجاذبية. لذا يجب إجراء تصحيح، يدعى تصحيح إيتفسوس Eötvos correction، لمركبة السرعة باتجاه شرق-غرب، يحسب هذا التصحيح وفق المعادلة الآتية:

$$dg_E = 7.503 * V \cos \Phi \sin \alpha + 0.004154 * V^2 \text{ mGals} \quad (4-3)$$

حيث V هي سرعة السفينة بالعقدة.

Φ قيمة خط عرض منطقة القياس.

α الزاوية التي يشكلها مسار السفينة من الشمال الجغرافي الحقيقي.

يفرض تأثير إينفوس تحديد سرعة السفينة باتجاه شرق-غرب بدقة تبلغ 0.1 عقدة، وتحديد منحي مسار السفينة باتجاه جنوب-شمال بحدود درجة واحدة وإبحار السفينة بخط مستقيم وسرعة ثابتة لضمان الحصول على معطيات جاذبية دقيقة. لذا يفضل استخدام التوجيه الآلي للسفينة في أثناء إجراء المسح.

4-3-6-1- منظومات التحكم عن بعد:

زُودت مقاييس الجاذبية القابلة للحمل للعمل على عمق مائي لا يقل عن 750 قدمًا. هذا العمق كافٌ لقياس في معظم الأحواض المائية على اليابسة وكذلك في الشواطئ البحرية، وإذا كانت الظروف ملائمة يمكن الحصول على حساسية جيدة كما الحساسية على اليابسة.

يوضع المقاييس في حجرة مغلقة مقاومة لضغط الماء جاثمة على حامل ثلاثي الأرجل وقدم قرصي الشكل. يقع نصف وزن المقاييس في الحامل ثلاثي الأرجل لتوفير ثبات أعظمي على القاع. الوزن الإجمالي لأحد النموذجات نحو 300 كيلوغرام. يرتبط الجهاز بكامله بحبال إلى القارب الذي ينزله.

يمكن تحقيق أفقية ضمن حدود 10 دقائق من الزاوية بوساطة محرك صغير يديرمنظومة جبل يتحكم بها من القارب. وتسجل المعطيات، إما على فيلم تصوير موجود ضمن الحجرة وإما بالإرسال اللاسلكي إلى مسجل على القارب.

حساسية هذا المقاييس جيدة، لكن استخدامه بطيء لضرورة رفع الجهاز كله إلى القارب عند الانتقال لقياس جديد. يراوح عدد القياسات بين 6 إلى 7 في اليوم الواحد في حين يقارب عدد القياسات في عمق مائي أقل من 100 قم عدد القياسات على اليابسة.

4-6-4- المسح الجاذبي البحري الضحل:

تجري القياسات في ماء عمقه بحدود 20 قدمًا بوساطة ما يسمى الجرس الغاطس إذ يكون العامل مشغل المقاييس موجوداً مع المقاييس لإجراء القياس وهذا يعني أنه لا حاجة إلى تعديل المقاييس. هذا النوع من القياس يجرى بسرعة القياس بمقاييس القاع لأن الجرس يحتاج إلى قارب شحن لنقله بين المحطات ثم إنه حساس جداً لحركة الأمواج.

7-4 - المسح بوساطة الأقمار الصناعية :Satellite gravimetry survey

بدأ قياس الحقل الجاذبي الأرضي بوساطة الأقمار الصناعية مع إطلاق القمر سبوتنيك Sputnik عام 1957 (Bouman et al., 2013)، وأصبح بالإمكان الحصول على نموذج أفضل لهذا الحقل، ووصل المسح بالأقمار الصناعية إلى مستوى أفضل مع إطلاق القمر تشارب (CHAMP= Challenging Minisatellite Payload) عام 2000. كانت مهمة إطلاق القمر أول مهمة تعقب شامل ومستمر وثلاثي الأبعاد لقمر صنعي بوساطة نظام تعين الموقع المطبقة على القمر بمقيسية التسارع (GPS= Global Positioning System) وذلك بالقياس الدقيق لكل القوى غير الجاذبية nongravitational، مثل المد والجزر الشمسي والقمري وتأثير الاحتكاك مع الغلاف الجوي، المطبقة على القمر بمقيسية التسارع accelerometry. ومع ذلك بقي التوهين الأسدي Exponential attenuation لشدة الحقل الجاذبي مع الارتفاع هو العائق الحقيقي لقياس الجاذبية بوساطة الأقمار الصناعية. هذا العائق يعني أن تحسين تحليل resolution للمعطيات يتطلب اقتراب مدار القمر من الأرض، لذلك وضع القمر تشارب على مدار 400 كيلومتر من الأرض، لأن وضع القمر على مدار أقرب يزيد من الاحتكاك مع الغلاف الجوي، ومن ثم يقلل من سرعة القمر، وهذا يؤدي إلى سقوطه إلى الأرض في أسابيع أو أشهر إذا لم يعدل تأثير الاحتكاك.

أطلقت أقمار قياس الجاذبية الأخيرة تأثير الاحتكاك مع الغلاف الجوي وأنتجت معطيات عالية التحليل بقياس الإشارة الجاذبية التفاضلية. فقد أطلقت وكالة الفضاء الأمريكية (NASA) القمر غريس (GRACE) عام 2002، وأطلقت وكالة الفضاء الأوروبية القمر جوس (GOCE) عام 2009 لإنجاز مهام جاذبية. كان قمر غريス حساساً جداً للمقاييس الفراغية الكبيرة للحقل الجاذبي الأرضي، بحيث يمكن للباحثين كشف عمليات مثل ذوبان الكتل الجليدية الكبيرة، وارتفاع مستوى سطح البحر، والهيدرولوجيا القارية، وارتفاع سطح الأرض بعد العصور الجليدية. ونموذج الحقل الجاذبي الأرضي لعام 2008 (EGM2008) كان نموذجاً عالياً التحليل، فقد صمم من معطيات القمر غريس والجاذبية الأرضية والجاذبية الفضائية المشتقة من مقاييس الارتفاع. كان إطلاق القمر جوس الأوروبي عام 2009 تدشيناً لخمسين سنة من المسح الجاذبي الفضائي، وكان مقياس التدرج الجاذبي الذي يحمله القمر حساساً جداً مؤلفاً من أوزان مرتبة ترتيباً خاصاً ومصممة لقياس تغيرات صغيرة في جذب الحقل الجاذبي الأرضي في الأبعاد

الثلاثة. وظهرتفائدة جوس بعد أشهر عدمة من جمع المعطيات، إذ بمقارنة معطياته مع نموذج 2008 تبين أنه يمكن للقمر جوس تزويد معطيات نوعية في مناطق ليس فيها قياسات جاذبية أرضية أو فقيرة بها. تشمل نواتج القمر جوس معطيات مدارية، وتدرج جاذبي ومعلمات هارمونية كروية spherical harmonics، تسمح هذه المعاملات بإعادة بناء نموذج الجاذبية الأرضية ونموذج الجسم الأرضي.



الفصل الخامس

إرجاع المعطيات الحقلية وتفسيرها

**Reduction and Interpretation of
Field Data**



١-٥ مقدمة:

يعطي المسح الجاذبي -مهما يكن نوعه- قيم الجاذبية في النقاط الموزعة على شبكة منتظمة الأبعاد، إذا ساعدت طبوغرافية المنطقة المنسوحة، لكن هذه القيم تستند إلى خمسة عوامل، هي: خط العرض، والارتفاع وطبوغرافية المنطقة المحاطة بمحطة المسح، والمد والجزر، وتغير كثافة الصخور تحت السطحية. وكذلك تأثير التسارع الناتج عن حركة السفينة أو الطائرة. وبهتم الاستكشاف الجاذبي بالشواذ الناتجة عن تغير الكثافة، التي تكون أصغر من تأثير تغير خط العرض أو الارتفاع، وأكبر من تأثير المد والجزر والطبوغرافيا. يصل تغير الجاذبية عند الانتقال من خط الاستواء إلى القطب إلى 5 غال، أي بحدود 0.5% من قيمة g المطلقة (980 Gals)، ويمكن أن تصل قيمة تأثير الارتفاع إلى 0.1 غال، أي بحدود 0.01% من قيمة g المطلقة.

في الاستكشاف النفطي يعد تغير مقداره 10 mGal أو 0.001% من قيمة g المطلقة، كبيراً في حين إنه في الاستكشاف الفلازمي يعد التغير كبيراً إذا كان مساوياً 1 mgal ، لذا يجب إزالة هذه التأثيرات كلها بما يدعى تصحيحات الجاذبية gravity corrections، بنتيجة ذلك يحصل على ما يدعى شواز بوجير Bouguer anomaly، وتكون ناتجة عن التأثير الجاذبي للأجسام تحت السطحية. يمكن تلخيص مراحل الدراسة الجاذبية على الشكل الآتي:

- 1- وضع خطة متكاملة للمسح الجاذبي.
- 2- توقع محطات القياس في المنطقة المدروسة بوساطة فرقة عمل طبوغرافية.
- 3- إنجاز قياسات الجاذبية الحقلية.
- 4- تطبيق تصحيحات الجاذبية على قيم الجاذبية المقيسة.
- 5- حساب شواز بوجير.
- 6- فصل الشواذ ذات المصادر المختلفة.
- 7- تقدير المعطيات وتحديد التراكيب الجيولوجية تحت السطحية.

٢-٥ إرجاع الجاذبية :Gravity reduction

تعالج تصحيحات الجاذبية التأثيرات غير الناتجة عن التراكيب أو الأجسام تحت السطحية، وتشمل ما يأتي:

- 1- تصحيح انسياق المقياس .Drift correction
- 2- تصحيح خط العرض .Latitude correction
- 3- تصحيح الارتفاع Elevation correction ، ويقسم إلى فسمين:
 - أ- تصحيح الهواء الحر .Free-air correction
 - ب- تصحيح بوجير Bouguer correction
 - 4- تصحيح الطبوغرافيا Topography correction
 - 5- تصحيح المد والجزر Tidal correction
 - 6- تصحيح التوازن Isostasy correction
 - 7- تصحيح إيتغوس Eötvos correction

سيعرض فيما يأتي كل تأثير على قيمة الجاذبية المقيسة والتتصحیح اللازم للتخلص منه:

5-1- تصحيح انسياق المقياس:

تغير مقاييس الجاذبية قيمة القراءة في المحطة المرجع مع الزمن. وينتج هذا التغير- الانسياق- من تغير مرونة التوابض الموجودة في المقياس وهو غير موجه. كما تتغير قيمة الجاذبية مع الزمن بتأثير المد والجزر الناتج عن وضع الشمس والقمر بالنسبة إلى محطة القياس. وهذا يعني أن قيمة الجاذبية تتغير مع الزمن في محطة ثابتة.

ينجز تصحيح الانسياق بأخذ قراءات متعددة في المحطة المرجع في أوقات مختلفة في أثناء القياس تراوح بين 3 أو 4 ساعات. ثم يرسم منحنى الانسياق ويطبق تصحيح الانسياق، كما ورد في الفقرة 4-2-3.

5-2- تصحيح خط العرض:

يؤدي دوران الأرض حول محورها إلى الانتفاخ الاستوائي Equatorial bulge والتسطح القطبي polar flattening. يخضع الانتفاخ الاستوائي من قيمة الجاذبية في خط الاستواء نتيجة الابتعاد عن مركز الأرض، في حين يزيد التسطح القطبي قيمة الجاذبية في القطب نتيجة الاقتراب من مركز الأرض. كما يؤدي الدوران إلى تشكل تسارع نابذی centrifugal acceleration يكون أعظمياً في خط الاستواء ومساوياً إلى الصفر في القطب.

وهذا يعني تغييراً في قيمة الجاذبية مع خط العرض ومن ثم لابد من إدخال تصحيح لتأثير خط العرض، ويتم ذلك بمفاضلة المعادلة (1-5) بالنسبة إلى لمسافة الأفقية s ، كما يأتي:

$$\frac{dg_L}{ds} = \frac{dg_L}{R_e d\phi} = \frac{dg_L}{R_{eq} d\phi}$$

$$= 1.307 \sin 2\phi \quad \text{mGals/mi} \quad (5-1)$$

$$= 0.8122 \sin 2\phi \quad \text{mGals/km} \quad (5-2)$$

حيث: dg_L تصحيح خط العرض.

ds المسافة الأفقية باتجاه شمال-جنوب.

R_e نصف قطر الأرض في خط عرض ϕ .

R_{eq} نصف قطر الأرض الاستوائي.

ومنه نجد:

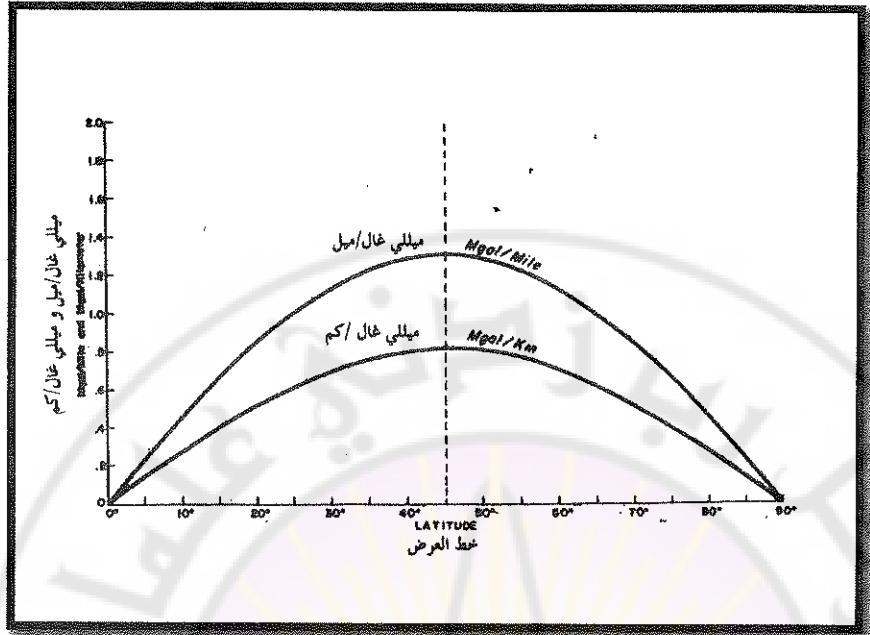
عندما تعطى ds بالميل تصحيح المعادلة (1-5) كما يأتي:

$$dg_L = 1.307 \sin 2\phi \cdot ds \quad \text{mGals} \quad (5-3)$$

عندما تعطى ds بالكيلومتر تصحيح المعادلة (2-5) كما يأتي:

$$dg_L = 0.8122 \sin 2\phi \cdot ds \quad \text{mGals} \quad (5-4)$$

يبعد من المعادلتين (5-3) و (5-4) أن التغير dg_L يكون أعظمياً في خط العرض 45° ، فيصل إلى 0.01 mgal/10 m ويساوي الصفر في خط الاستواء وفي القطب، كما يظهر في الشكل (1-5) والجدول (5-1).



الشكل (1-5): تغير تصحيح خط العرض مع درجة خط العرض.
 (بحسب دوبرين 1976)

الجدول (1-5): تغير تصحيح خط العرض.

(بحسب دوبرين 1976)

mGals/km التغيير	mGals/mi التغيير	قيمة خط العرض
0	0	0
0.278	0.447	10
0.522	0.840	20
0.703	1.132	30
0.800	1.287	40
0.812	1.307	45
0.800	1.287	50
0.703	1.132	60
0.522	0.840	70
0.278	0.447	80
0	0	90

يمكن عد التغير خطياً ضمن مسافة كيلومتر واحد باتجاه شمال-جنوب، لكن يجب الأخذ بعين الاهتمام تغير خط العرض عند المسح على نطاق أكبر. ولما كانت قيمة الجاذبية تتلاقص عند الاقتراب من خط الاستواء، لذا يجب أن يتضمن تصحيح خط العرض عند التوجه نحو خط الاستواء.

نشر لامبرت ودارلنج (Lambert and Darling, 1931) عام 1931 جدولأً مرجعاً يعطي قيم تسارع الجاذبية مع تغير خط العرض، وقد أعطيت القيم للمرتبة السادسة بعد الفاصلة (الجدول 1-5). فعند إجراء مسح جاذبي لمنطقة تجدول قيم الجاذبية في المحطات المختلفة بالنسبة إلى المحطة المرجع، ثم يحضر جدول بالفرق بين قيم الجاذبية (الواردة في الجدول المرجع) للمحطات المختلفة عن قيمة الجاذبية (الواردة في الجدول المرجع) في المحطة المرجع، وتتضاف هذا الفروق أو تطرح بحسب الاقتراب من خط الاستواء أو الابتعاد عنه.

3-2-5- تصحيح الارتفاع:

يقسم هذا التصحيح إلى قسمين:

- 1- تصحيح الهواء الحر.
- 2- تصحيح بوجير.

3-2-5-1- تصحيح الهواء الحر :

لما كانت أن الجاذبية تتغير عكساً مع مربع البعد عن مركز الأرض كان من الضروري إدخال تصحيح التخلص من تأثير تغير الارتفاع عن المستوى المرجع، ويدعى هذا التصحيح "تصحيح الهواء الحر"، لأنه يأخذ بالاعتبار تأثير المسافة الفاصلة بين المحطة الحقلية والمستوى المرجع بدون إدخال تأثير المواد التي تشغل الوسط بين المحطة الحقلية والمستوى المرجع. يحصل على هذا التصحيح من اشتقاء المعادلة (1-3) بالنسبة إلى نصف قطر الأرض، كما يأتي:

$$\frac{dg_{FA}}{dR_e} = \frac{-2GM_e}{R_e^3} = \frac{-2g}{R_{eq}}$$

$$= -0.09406 \text{ mGal/ft} \quad (5-5)$$

$$= -0.3086 \text{ mGal/m} \quad (5-6)$$

حيث dg_{FA} هو تصحيح الهواء الحر .
 $dR_e = h$ هو فرق الارتفاع بالأقدام أو الأمتار وهو سالب أو موجب بحسب ما تكون المحطة تحت أو فوق المحطة المرجع.

يمكن إلغاء الإشارة السالبة لأن التصحيح معاكس للتأثير الناتج عن زيادة الارتفاع، لذا عندما تعطى h بالأقدام تصبح المعادلة (5-5) على النحو الآتي:

$$dg_{FA} = 0.09406 \cdot h \quad \text{mGal} \quad (5-7)$$

وعندما تعطى h بالأمتار تصبح المعادلة (5-6) كما يأتي :

$$dg_{FA} = 0.3086 \cdot h \quad \text{mGal} \quad (5-8)$$

يضاف تصحيح الهواء الحر إلى القراءة الحقيقة عندما تكون محطة القياس أعلى من المستوى المرجع، ويطرح منها عندما تكون المحطة أخفض من المستوى المرجع.
 لإجراء تصحيح خط العرض وتصحيح الهواء الحر من الضروري تحديد مكان محطة القياس بدقة كبيرة، فللحصول على دقة مقدارها 0.01 mGal يجب تحديد المكان بحدود 10 أمتار باتجاه شمال-جنوب، وتحديد الارتفاع بحدود 5 سنتيمترات.

2-3-2-5 - تصحيح بوجير :

يعالج تصحيح بوجير تأثير المواد الموجودة بين محطة القياس والمستوى المرجع الذي أهل في تصحيح الهواء الحر . بفرض وجود محطة القياس على سطح هضبة أفقية لها امتداد واسع وسمكافة منتظمة وكثافة موادها منتظمة أيضاً (الشكل 5-2-1)، فإن قيمة الجاذبية المقيدة ستزداد نتيجة تأثير هذه الشريحة الصخرية الواقعة بين محطة القياس والمستوى المرجع (تدعى صفيحة بوجير (Bouguer plate).

يحصل على تصحيح بوجير بفرض أن الشريحة أفقية ولأنهاية الامتداد وكثافتها 5، على النحو الآتي:

$$\frac{dg_B}{dR_e} \approx \frac{dg_B}{dR_{eq}} = 2\pi G\sigma \quad \text{mGal/ft} \quad (5-9)$$

$$= 0.01278. \sigma \quad \text{mGal/ft} \quad (5-10)$$

$$= 0.04193. \sigma \quad \text{mGal/m} \quad (5-11)$$

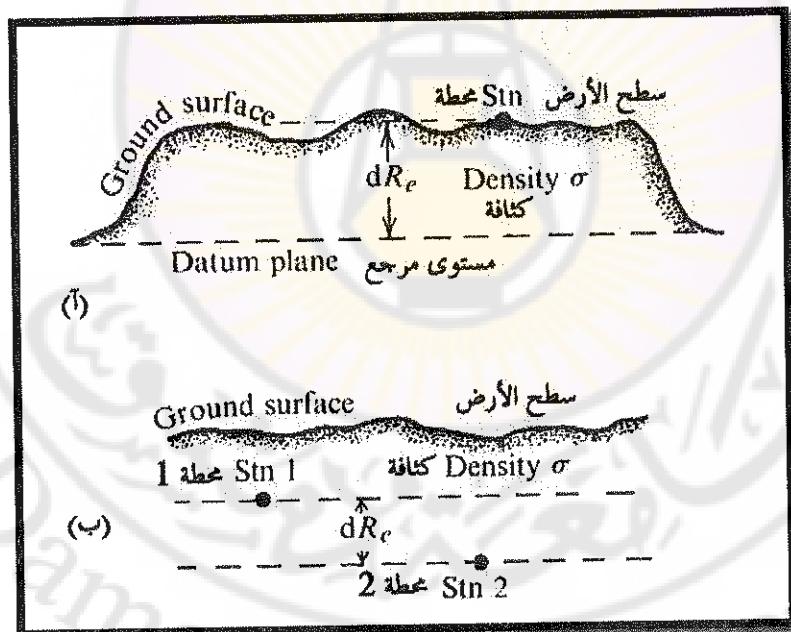
حيث dg_B هو تصحيح بوجير.

ومنه:

$$dg_B = 0.01278. \sigma. h \quad \text{mGal/ft} \quad (5-12)$$

$$dg_B = 0.04193. \sigma. h \quad \text{mGal/m} \quad (5-13)$$

عند إجراء القياس في محطات تحت سطح الأرض (الشكل 5-2-ب)، تطبق الشريحة بين المحطتين (محطة 1 ومحطة 2) جنباً نحو الأسفل على المحطة 1 وجنباً نحو الأسفل على المحطة 2.



الشكل (5-2): مبدأ تصحيح بوجير: آ- المحطة فوق المستوى المرجع ، ب- المحطة تحت سطح الأرض.
(بحسب تلفورد وأخرين 2004 (Telford et al., 2004)

يلحظ أن تصحيح بوجير معاكس لتصحيح الهواء الحر، أي يطرح من القيمة المقيسة عندما تكون محطة القياس فوق المستوى المرجع وبالعكس. كما يلحظ أن التصحيحين عبارة عن ثوابت مضروبة بالارتفاع، ولهذا يمكن جمعهما بمعامل واحد f يدعى معامل تصحيح الارتفاع. يمكن وضع تصحيح الارتفاع عندما تعطى h بالأقدام ومحطة القياس واقعة فوق المستوى المرجع، كما يأتي:

$$\begin{aligned} dg_{EI} &= 0.09406 \cdot h - 0.01278 \cdot \sigma \cdot h \\ &= (0.09406 - 0.01278 \cdot \sigma) \cdot h \\ &= f \cdot h \quad \text{mGal} \end{aligned} \quad (5-14)$$

وعندما تعطى h بالأمتار يكون:

$$\begin{aligned} dg_{EI} &= 0.3086 \cdot h - 0.04193 \cdot \sigma \cdot h \\ &= (0.3086 - 0.04193 \cdot \sigma) \cdot h \\ &= f \cdot h \quad \text{mGal} \end{aligned} \quad (5-15)$$

ولهذا يكون:

$$f = 0.09406 - 0.01278 \cdot \sigma \quad \text{mGal/ft} \quad (5-16)$$

$$f = 0.3086 - 0.04193 \cdot \sigma \quad \text{mGal/m} \quad (5-17)$$

يلحظ أن التأثير الجاذبي النهائي سالب، حيث يكون للمحطة الأعلى قيمة أصغر للجاذبية ويكون التصحيح موجباً، أي كلما ارتفعت المحطة ازدادت قيمة تصحيح الارتفاع الواجب إضافته للقيمة المقيسة.

يعطي الجدول (5-2) قيم المعامل f المحسوبة لقيم متغيرة لكثافة صخور الشريحة بين 0 و 3 غ/سم³. الواقع أن اختيار قيمة كثافة الصخور الواقعة بين محطة القياس والمستوى المرجع يشكل مشكلة حقيقة، غالباً ما تفرض قيمة مختارة بناء على طبيعة الصخور السطحية وعمرها أو بناء على معطيات آبار محفورة في المنطقة، إن وجدت!. يمكن مراجعة الفقرة (5-3) التي تعالج الطرائق المتبعة كلها لتحديد كثافة الصخور تحت السطحية.

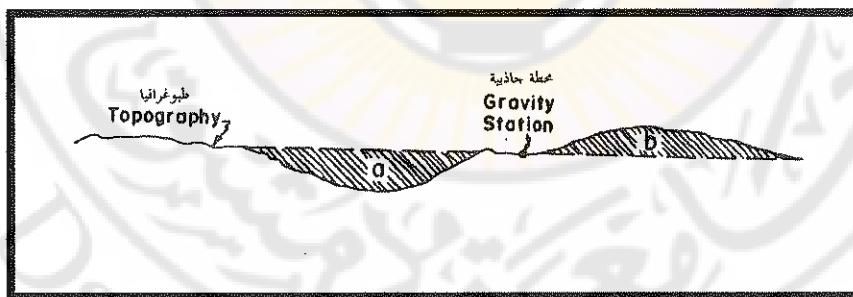
الجدول (5-2): قيم المعامل f المستخدم في تصحيح الارتفاع مع تغير الكثافة.

(بحسب دوبرين 1976)

قيم المعامل f		الكثافة	قيم المعامل f		الكثافة
mGal/ft	mGal/m	g/cm ³	mGal/ft	mGal/m	g/cm ³
0.06467	0.2122	2.3	0.09406	0.3086	0
0.06339	0.2080	2.4	0.08128	0.2667	1.0
0.06211	0.2038	2.5	0.07361	0.2415	1.6
0.06083	0.1996	2.6	0.07233	0.2373	1.7
0.05994	0.1966	2.67	0.07106	0.2331	1.8
0.05955	0.1954	2.7	0.06978	0.2289	1.9
0.05828	0.1912	2.8	0.06850	0.2247	2.0
0.05700	0.1870	2.9	0.06722	0.2205	2.1
0.05572	0.1828	3.0	0.06594	0.2164	2.2

4-2-5- تصحيح الطبوغرافيا:

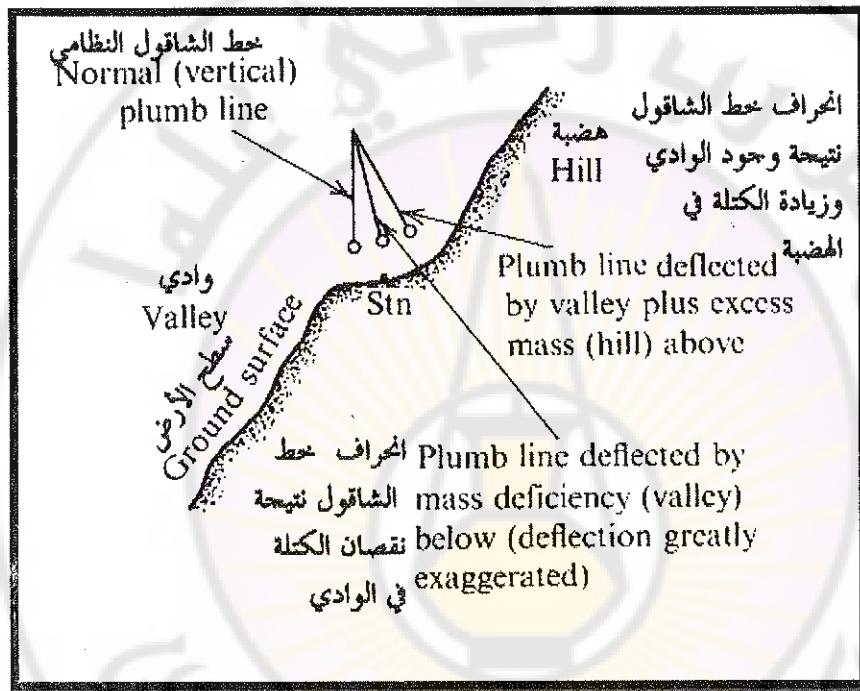
يسمح تصحيح الطبوغرافيا بإدخال تأثير الانظام في سطح المنطقة المحيطة بمحطة القياس، مثل الجبال والوديان كما في الشكل (5-3)، إذ يكون تأثير الوادي (المنطقة a) والجبل (المنطقة b) سالباً، أي قيمة الجاذبية منخفضة.



الشكل (5-3): تغيرات طبوغرافية المنطقة المحيطة بمحطة القياس التي تستدعي إدخال تصحيح الطبوغرافيا.

(بحسب نيتليتون 1976)

يُظهر الشكل (5-4) أن تأثير الوادي والجبل لهما الاتجاه نفسه، إذ تؤدي زيادة الكتلة في الجبل إلى انجداب فادن البناء نحو الجبل بعيداً عن الشاقول، وكذلك يؤدي نقصان الكتلة في الوادي إلى انحراف الفادن بعيداً عن الشاقول. وبذا تكون المحصلة انجداب الفادن نحو الأعلى، وهذا يخفف الجنب نحو الأسفل الناتج عن المواد الموجودة تحت مستوى محطة القياس، أي إن التأثير سالب دوماً. لهذا يجب إضافة تصحيح الطبوغرافي إلى قيمة الجاذبية المقيسة في محطة القياس.



الشكل (5-4): تأثير الوادي والجبل على قيمة الجاذبية المقيسة.
(بحسب تلفورد وأخرين 2004)

هناك طرائق بيانية عدة لحساب تصحيح الطبوغرافيا، تعتمد جميعها وجود خريطة طبوغرافية دقيقة للمنطقة المدروسة، بفارق لا تتجاوز 50 قدمًا بين خطوط التسوية. تقسم المنطقة إلى قطاعات متساوية المساحة كما في الشكلين (5-5 و 5-6)، ثم يقارن متوسط ارتفاع كل قطاع بارتفاع محطة القياس.

الطريقة البيانية لحساب تصحيح الطبوغرافيا:

ترسم دوائر متمركزة على ورقة شفافة، مثل ورقة كالك، يفصل بينها نطاقات وتقسم هذه الدوائر بأشعة مركبة تحصر بينها قطاعات متزايدة المساحة من دائرة إلى أخرى ومتزاوية المساحة ضمن النطاق الواحد. يعطي (الشكل 5-7) مُعيرة مقسمة من النطاق B إلى النطاق F ومقاسها 175000/1.

يبحسب التأثير الجانبي لكل قطاع من نطاق ما من المعادلة الآتية:

$$dg_T = G \cdot \sigma \cdot \theta \left[(r_0 - r_i) + \sqrt{(r_i^2 + z^2)} - \sqrt{(r_0^2 + z^2)} \right] \quad (5-18)$$

حيث Θ الزاوية التي تحصر القطاع بالراديان كما في الشكل (5-6).

dg_T هو تصحيح خط العرض.

$r_0 = e_s - e_a$ و ارتفاع محطة القياس.

e_a متوسط ارتفاع القطاع.

r_i طول نصف القطر الداخلي للقطاع .

r_0 طول نصف القطر الخارجي للقطاع.

عندما تكون $\sigma = 2.67 \text{ g/cm}^3$ والمسافات بالأقدام تصبح المعادلة (5-18) على الشكل

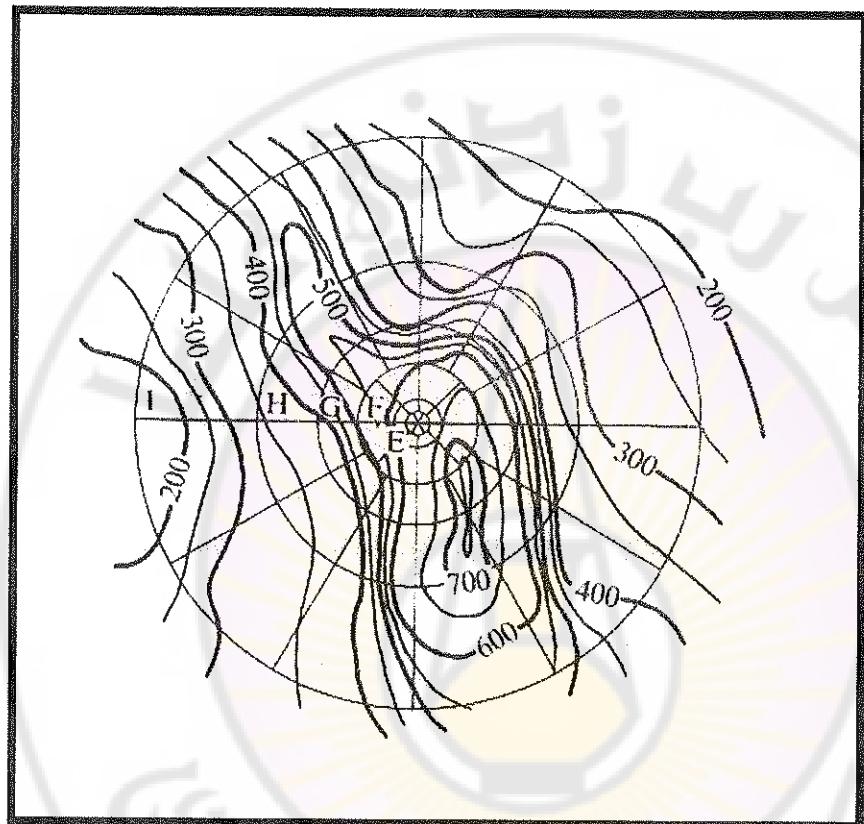
الآتي:

$$dg_T = 5.35 \cdot 10^{-3} \cdot \theta \left[(r_0 - r_i) + \sqrt{(r_i^2 + z^2)} - \sqrt{(r_0^2 + z^2)} \right] \quad (5-19)$$

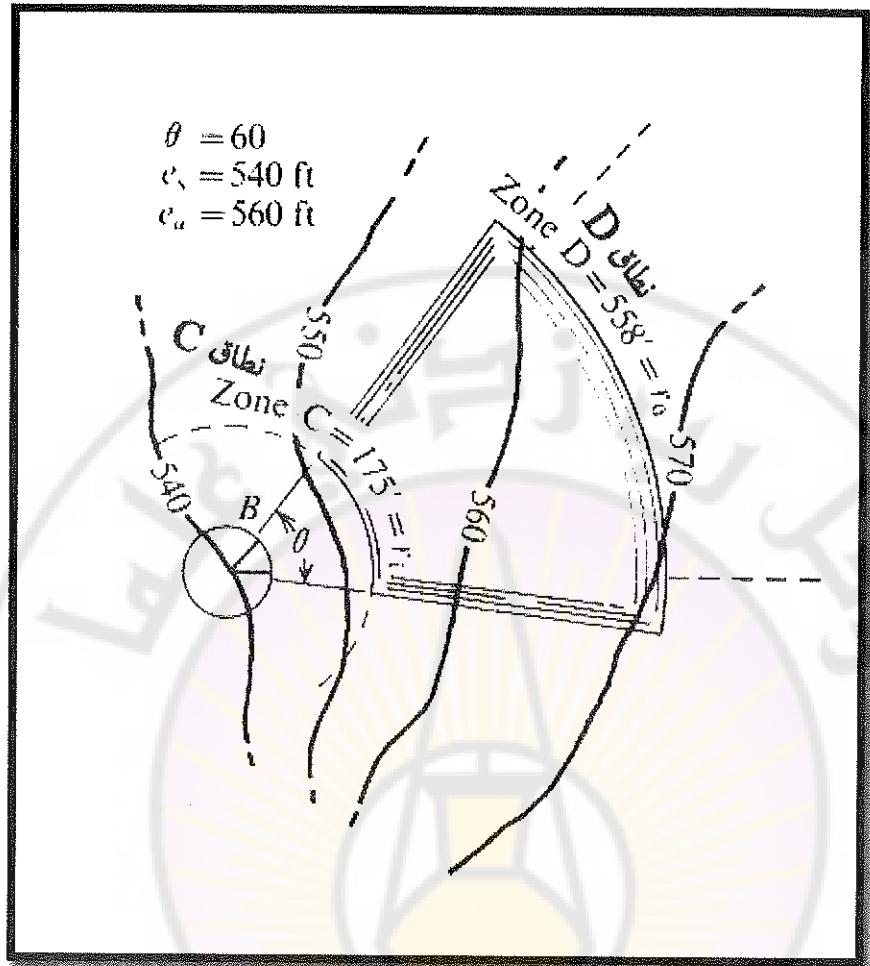
يوضع مركز المُعيرة المرسومة على الورقة الشفافة فوق محطة القياس المحددة على الخريطة الطبوغرافية، ثم يبحث عن متوسط ارتفاع القطاع من الخريطة الطبوغرافية ليطرح من ارتفاع محطة القياس المعروف، فيكون الفرق هو z . بناء عليه يبحسب التصحيح للقطاع dg_T ، ويكرر العمل للقطاعات كلها على النطاقات جميعها ويجمع بعضها إلى بعض فنحصل على تصحيح الطبوغرافيا الذي يضاف إلى القيمة المقيسة في محطة القياس.

نظم هامر (Hammer, 1939) جداول لتسهيل حساب تصحيح الطبوغرافيا (الجدول 5-3) للقطاعات من B إلى M (12 نطاق). يرد في عمود كل نطاق عدد القطاعات (4, 6, 8, 12) (وارد في السطر الثاني من عمود النطاق) ونصف قطره الداخلي والخارجي (وارد في السطر

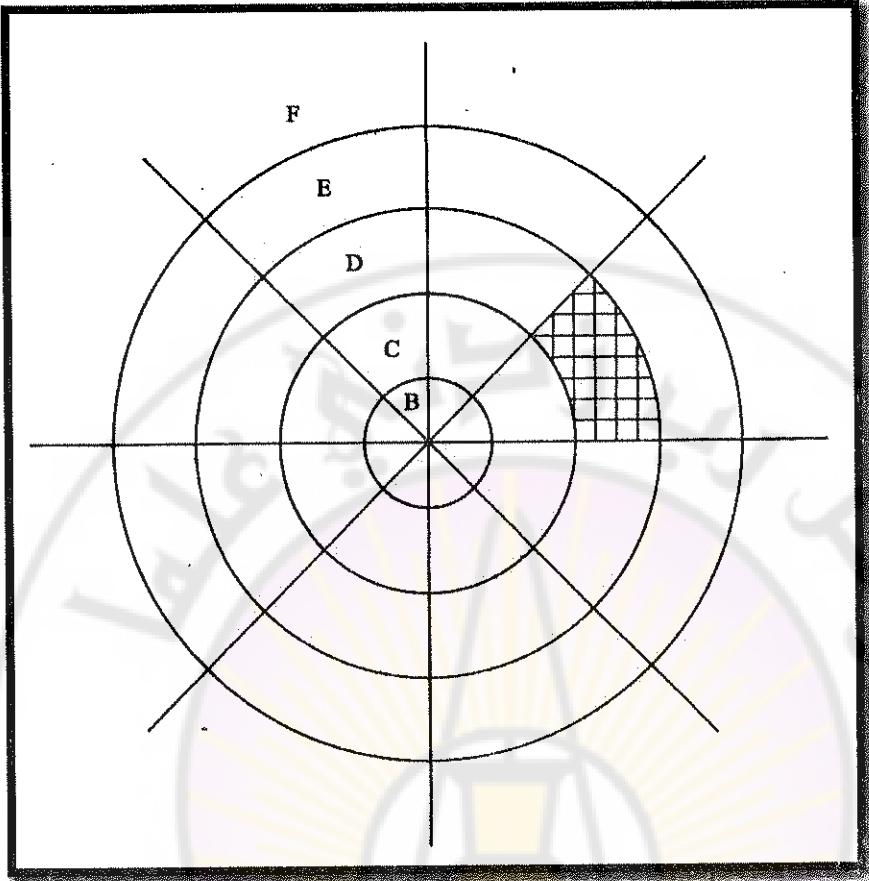
الثالث من عمود النطاق) ثم الارتفاع المحتمل لمتوسط ارتفاع القطاع (وارد في الجزء الأيسر من عمود النطاق) وأخيراً تصحيح الطبوغرافيا للقطاع (وارد في الجزء الأيمن من عمود النطاق) مأخوذاً من 100/1 من الميلالي غال.



الشكل (5-5): تقسيم المنطقة المحيطة بمحطة القياس إلى قطاعات متساوية.
(بحسب تلفورد وأخرين 2004)



الشكل (5-6): تكبير قطاع من القطاعات متساوية المساحة في النطاق C.
(بحسب تلفورد وأخرين 2004)



الشكل (7-5): مُعيرة تستخدم في حساب تصحيح الطبوغرافيا مقتبسها 1/175000
(بحسب دوبرين، 1976)

الجدول (5-3): جدول تصحيح الطيورغرافيا يستخدم مع المعيرة الواردة بالشكل (7-5)
(بحسب دوبرين Dobrin, 1976)

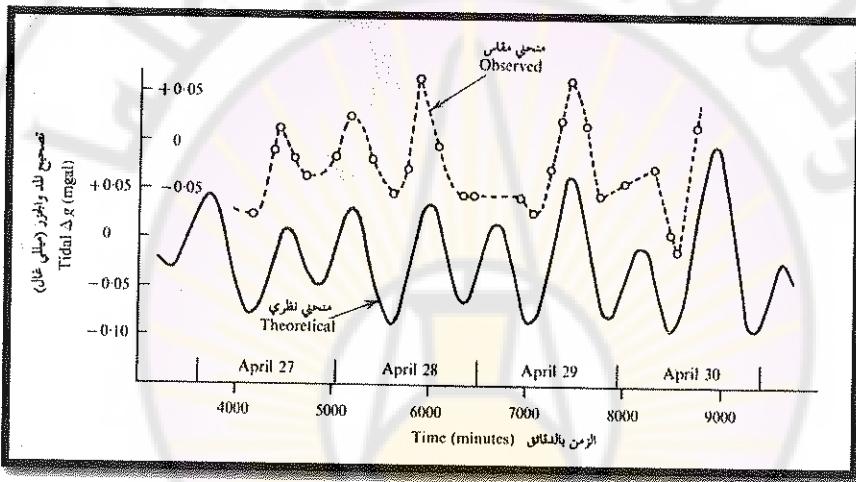
Zone B, 4 compartments, radius 5.56-5.6 ft			Zone C, 6 compartments, radius 54.6-75 ft			Zone D, 6 compartments, radius 175-538 ft			Zone E, 8 compartments, radius 535-1280 ft			Zone F, 8 compartments, radius 1280-2936 ft			Zone G, 12 compartments, radius 2936-5018 ft						
$\pm h$, ft	T	$\pm h$, ft	T	$\pm h$, ft	T	$\pm h$, ft	T	$\pm h$, ft	T	$\pm h$, ft	T	$\pm h$, ft	T	$\pm h$, ft	T						
0-1.1	0	0-4.3	0	0-7.7	0	0-18	0	0-27	0	0-58	0	0-106	0.1	0-129	0.2	0-153	0.3	0-173	0.4	0-191	0.5
1.1-1.9	0.1	4.3-7.5	0.1	7.7-13.4	0.1	18-30	0.1	27-46	0.1	58-106	0.1	100-129	0.2	129-153	0.3	153-173	0.4	173-191	0.5		
1.9-2.5	0.2	7.5-9.7	0.2	13.4-17.3	0.2	30-39	0.2	46-60	0.2	60-71	0.3	71-80	0.4	80-88	0.5	88-96	0.6	96-104	0.7		
2.5-2.9	0.3	9.7-11.5	0.3	17.3-20.5	0.3	39-47	0.3	47-53	0.4	71-80	0.4	80-88	0.5	88-96	0.6	96-104	0.7	104-112	0.8		
2.9-3.4	0.4	11.5-13.1	0.4	20.5-23.2	0.4	53-58	0.5	53-58	0.5	80-88	0.5	88-96	0.6	96-104	0.7	104-112	0.8	112-120	0.9		
3.4-3.7	0.5	13.1-14.5	0.5	23.2-25.7	0.5	58-97	1	86-146	1	191-317	1	317-410	2	410-486	3	486-552	4	552-611	5		
3.7-7	1	14.5-24	1	25.7-43	1	97-126	2	146-189	2	317-410	2	410-486	3	486-552	4	552-611	5	611-666	6		
7-9	2	24-32	2	43-56	2	126-148	3	189-224	3	486-552	4	552-611	5	611-666	6	666-716	7	716-764	8		
9-12	3	32-39	3	56-66	3	148-170	4	224-255	4	764-809	9	809-852	10	852-894	11	894-933	12	933-972	13		
12-14	4	39-45	4	66-76	4	170-189	5	255-282	5	374-394	10	394-413	11	413-431	12	431-449	13	449-466	14		
14-16	5	45-51	5	76-94	5	114-120	10	252-266	10	374-394	10	394-413	11	413-431	12	431-449	13	449-466	14		
16-19	6	51-57	6	84-92	6	189-205	6	262-305	6	374-394	10	394-413	11	413-431	12	431-449	13	449-466	14		
19-21	7	57-63	7	92-100	7	200-222	7	308-331	7	413-431	12	431-449	13	449-466	14	466-483	15	486-504	16		
21-24	8	63-68	8	100-107	8	222-238	8	331-353	8	449-466	14	466-483	15	486-504	16	504-521	17	521-538	18		
24-27	9	68-74	9	107-114	9	238-252	9	353-374	9	521-538	17	538-555	18	555-572	19	572-589	20	589-606	21		
27-30	10	74-80	10	114-120	10	252-266	10	374-394	10	589-606	20	606-623	21	623-640	22	640-657	23	657-674	24		
30-36	11	120-127	11	266-280	11	394-413	11	413-431	12	431-449	13	449-466	14	466-483	15	486-504	16	504-521	17		
36-41	12	127-133	12	280-283	12	413-431	12	431-449	13	449-466	14	466-483	15	486-504	16	504-521	17	521-538	18		
41-47	13	133-140	13	283-306	13	431-449	13	449-466	14	466-483	15	486-504	16	504-521	17	521-538	18	538-555	19		
47-54	14	140-146	14	306-318	14	449-466	14	466-483	15	538-555	19	555-572	20	572-589	21	589-606	22	606-623	23		
54-61	15	146-152	15	318-331	15	589-606	20	606-623	21	623-640	22	640-657	23	657-674	24	674-691	25	691-708	26		
61-68	16	152-158	16	606-623	16	623-640	16	640-657	17	657-674	18	674-691	19	691-708	20	708-725	21	725-742	22		
68-75	17	158-164	17	640-657	17	657-674	17	674-691	18	691-708	19	708-725	20	725-742	21	742-759	22	759-776	23		
75-82	18	164-170	18	674-691	18	691-708	18	708-725	19	725-742	20	742-759	21	759-776	22	776-793	23	793-810	24		
82-89	19	170-176	19	708-725	19	725-742	19	742-759	20	759-776	21	776-793	22	793-810	23	810-827	24	827-844	25		
89-96	20	176-182	20	742-759	20	759-776	20	776-793	21	793-810	22	810-827	23	827-844	24	844-861	25	861-878	26		
96-104	21	182-188	21	776-793	21	793-810	21	810-827	22	827-844	23	844-861	24	861-878	25	878-895	26	895-912	27		
104-110	22	188-194	22	810-827	22	827-844	22	844-861	23	861-878	24	878-895	25	895-912	26	912-929	27	929-946	28		

Zone H, 12 compartments, radius 5010-5076 ft		Zone J, 12 compartments, radius 5570-14,662 ft		Zone K, 16 compartments, radius 14,662-21,826 ft		Zone L, 16 compartments, radius 21,826-32,490 ft		Zone M, 16 compartments, radius 48,265-71,926 ft	
$\pm h$, ft	T	$\pm h$, ft	T	$\pm h$, ft	T	$\pm h$, ft	T	$\pm h$, ft	T
0-75	0	0-90	0	0-167	0	0-204	0	0-249	0
75-131	0.1	99-171	0.1	167-260	0.1	204-354	0.1	249-531	0.1
131-169	0.2	171-220	0.2	200-374	0.2	354-467	0.2	431-557	0.2
169-200	0.3	220-261	0.3	374-443	0.3	457-540	0.3	557-659	0.3
200-226	0.4	261-296	0.4	443-502	0.4	540-613	0.4	639-747	0.4
226-250	0.5	298-327	0.5	502-555	0.5	613-677	0.5	747-826	0.5
250-414	1	327-540	1	555-918	1	677-1119	1	824-1365	1
414-535	2	540-698	2	918-1185	2	1110-1445	2	1365-1763	2
535-633	3	698-927	3	1185-1403	3	1445-1711	3	1763-2086	3
633-719	4	827-938	4	1403-1592	4	1711-1941	4	2055-2386	4
719-798	5	938-1038	5	1592-1762	5	1941-2146	5	2366-2617	5
798-866	6	1038-1129	6	1762-1917	6	2148-2335	6	2617-1846	6
866-931	7	1129-1213	7	1917-2060	7	2335-2509	7	2846-3058	7
931-982	8	1213-1292	8	2060-2195	8	2509-2672	8	3058-3257	8
992-1050	9	1292-1367	9	2195-2322	9	2672-2826	9	3257-3444	9
1050-1105	10	1367-1438	10	2322-2443	10	2826-2973	10	3444-3622	10
1105-1168	11	1438-1506	11	2443-2558	11				
1158-1209	12	1506-1571	12	2558-2689	12				
1209-1257	13	1571-1634	13	2669-2779	13				
1257-1305	14	1634-1694	14	2776-2879	14				
1305-1356	15	1694-1753	15	2876-2978	15				

5-2-5- تصحيح المد والجزر:

تتأثر أجهزة قياس الجاذبية الحساسة بحركة المد والجزر الناتجة عن حركة الشمس والقمر حول الأرض، وتصل قيمة التغير بالجاذبية إلى نحو 0.3 ميللي غال، وتعتمد خط العرض والوقت من اليوم.

تبحسب هذه التغيرات وتوضع في جداول سنوية لمناطق متغيرة من قبل الاتحاد الأوروبي للمهندسين وعلماء الأرض EAEG. يمكن أيضاً معرفة هذه التأثيرات برسم منحنى يومي بوساطة مقياس ثابت في منطقة قريبة من منطقة القياس وتصحح القياسات بحسب هذا المنحنى المرسوم كما في الشكل (8-5).



الشكل (8-5): تغير تأثير المد والجزر في الأسبوع الأخير من شهر نيسان 1969 في منطقة مونتريل بكندا. يمثل المنحنى المتصل المنطوى النظري، في حين يمثل الخط المتقطع المنطوى المقى.

(بحسب تل福德 وأخرين 2004)

6-2-5- تصحيح التوازن:

ورد في الفقرة (III) من المقدمة شرح كاف لموضوع توازن القشرة الأرضية والفرضيات المختلفة التي تعرضت لنفسيرها. ويمكن القول: إن لتصحيح التوازن أهمية ثانوية بين تصحيحات الجاذبية التطبيقية بسبب صغر المساحة المدروسة، ويمكن تطبيقه في الدراسات الإقليمية واسعة الامتداد.

7-2-5 شواد بوجير :Bouguer gravity anomaly

عند تطبيق التصحيحات السابقة كلها على قيمة الجاذبية المقيسة g_{obs} وتحصل على جاذبية بوجير (g_B) في محطة القياس، وتكون كما يأتي من أجل محطة قياس أعلى من المحطة المرجع:

$$g_B = g_{obs} \pm dg_L + dg_{FA} - dg_B + dg_T \quad (5-20)$$

بالتبدل بالقيم العددية عندما يؤخذ الارتفاع h بالأقدام، وبفرض $dg_T = T\sigma$ نجد:

$$g_B = g_{obs} \pm dg_L + 0.09406.h - 0.01278.\sigma.h + T\sigma \quad (5-21)$$

وعندما يؤخذ الارتفاع h بالأمتار

$$g_B = g_{obs} \pm dg_L + 0.3086.h - 0.04193.\sigma.h + T\sigma \quad (5-22)$$

بإخراج σ خارج قوس تصبح المعادلة (5-21) على الشكل الآتي:

$$g_B = g_{obs} \pm dg_L + 0.09406.h - (0.01278.h - T)\sigma \quad (5-23)$$

وتصبح المعادلة (5-22) على الشكل الآتي:

$$g_B = g_{obs} \pm dg_L + 0.3086.h - (0.04193.h - T)\sigma \quad (5-24)$$

بفرض g_r قيمة الجاذبية في محطة قياس معينة تؤخذ مرجعاً، أي عند الشواد مساوية الصفر في هذه المحطة المرجع، يمكن حساب شواد جاذبية بوجير على الشكل الآتي:

$$\delta g_B = g_B - g_r = g_{obs} \pm dg_L + dg_{FA} - dg_B + dg_T - g_r \quad (5-25)$$

بالتبدل بالقيم العددية عندما يؤخذ الارتفاع h بالأقدام، نجد:

$$\delta g_B = g_{obs} \pm dg_L + 0.09406.h - (0.01278.h - T)\sigma - g_r \quad (5-26)$$

وعندما يؤخذ الارتفاع h بالأمتار:

$$\delta g_B = g_{obs} \pm dg_L + 0.3086.h - (0.04193.h - T)\sigma - g_r \quad (5-27)$$

يجب ملاحظة أن إشارتي dg_B و dg_{FA} تتغيران عندما تكون محطة القياس أخفض من المحطة المرجع.

تورد بعض المراجع ما يدعى بشواد الهواء الحر التي تنتج من تعديل المعادلة (5-25) بحذف dg_B و dg_T كما يأتي:

$$\delta g_B = g_B - g_r = g_{obs} \pm dg_L + dg_{FA} - g_r \quad (5-28)$$

٤-٢-٨- تصحيح إيتقوس:

يخضع الجسم المتحرك على سطح الأرض الخاضع للدوران إلى تسارع إضافي غير موجود عندما يكون الجسم ثابتاً على سطح الأرض، لذا يجب إدخال تصحيح على قياسات الجاذبية في المسح الجوي أو البحري يدعى تصحيح إيتقوس نسبة إلى بارون فون إيتقوس الذي كان أول من فكر به واخترع ميزاناً دواراً لإثبات وجود هذا التأثير ولقياس شدته، وأشار إلى ضرورة إدخال تصحيح في حال قياس الجاذبية على قاعدة متحركة.

يبلغ التسارع النابدي الناتج عن دوران الأرض حول محورها نحو 3500 ميلي غال في خط الاستواء ويتناقص إلى الصفر في القطبين، وتتغير قيمة هذا التسارع بسبب مركبة سرعة السيارة أو السفينة أو الطائرة باتجاه شرق-غرب.

فلو فرضنا أن سرعة دوران الأرض حول محورها هي ω (الشكل 5-9)، فيكون التسارع النابدي في خط الاستواء $R\omega^2$ حيث R هي نصف قطر الأرض، ويتناقص هذا التسارع باتجاه القطب ويصبح في خط عرض Φ مساوياً لـ $a_v = R\omega^2 \cos \Phi$ وهو موجه نحو الخارج عمودياً على محور دوران الأرض. تكون المركبة الشاقولية على سطح الأرض أي باتجاه مركبة الجاذبية الشاقولية المقيسة مساوياً لـ $a_v = R\omega^2 \cos^2 \Phi$.

يؤدي وجود مركبة إضافية بالسرعة الزاوية باتجاه شرق-غرب إلى تغير مقداره $d\omega$
ويأخذ تفاصيل العلاقة السابقة نجد:

$$da = 2R\omega \cos^2 \phi \cdot d\omega \quad (5-29)$$

وتكون السرعة باتجاه الشرق V_E متساوية لـ:

$$V_E = R \cos \phi \cdot d\omega \quad (5-30)$$

ومنه

$$d\omega = \frac{V_E}{R \cos \phi} \quad (5-31)$$

ومنه يكون تأثير إينفوس:

$$E = da = 2V_E \cdot \omega \cdot \cos \phi = 2V \cdot \omega \cdot \cos \phi \cdot \sin \alpha \quad (5-32)$$

حيث: V سرعة الجسم المتحرك على سطح الأرض.

α الزاوية المحصورة بين اتجاه الجسم المتحرك والشمال الجغرافي.

بالإضافة إلى هذا يجب إضافة حد آخر قيمته R/V^2 ناتج عن التسارع النابذى لحركة جسم على محرك محدب وهو مستقل عن الاتجاه.

يجب أيضاً إضافة ارتفاع الطائرة عن سطح الأرض h في أثناء المسح الجوى إلى تأثير إينفوس، فتصبح المعادلة (5-32) على الشكل الآتى:

$$E = \frac{R+h}{R^2} (2R\omega V \cos \phi \sin \alpha + V^2) \quad (5-33)$$

وأما في المسح البحري حيث $h=0$ تصبح المعادلة (5-33) على الشكل الآتى:

$$E = 2\omega V \cos \phi \sin \alpha + \frac{V^2}{R} \quad (5-34)$$

لحساب المعادلة التطبيقية تبدل R بنصف قطر الأرض الوسطى:

$$T = 86164 \text{ sec} \quad \omega = \frac{2\pi}{T} \quad R = 6.371 \cdot 10^8 \text{ cm}$$

ومنه: $\omega = 7.2921 \cdot 10^{-5} \text{ rad/sec}$

ومنه تصبح المعادلة التطبيقية كما يأتي:

$$E = (2 * 7.2921 * 10^{-5} * \cos \phi) V \sin \alpha + \frac{V^2}{6.371 * 10^8}$$

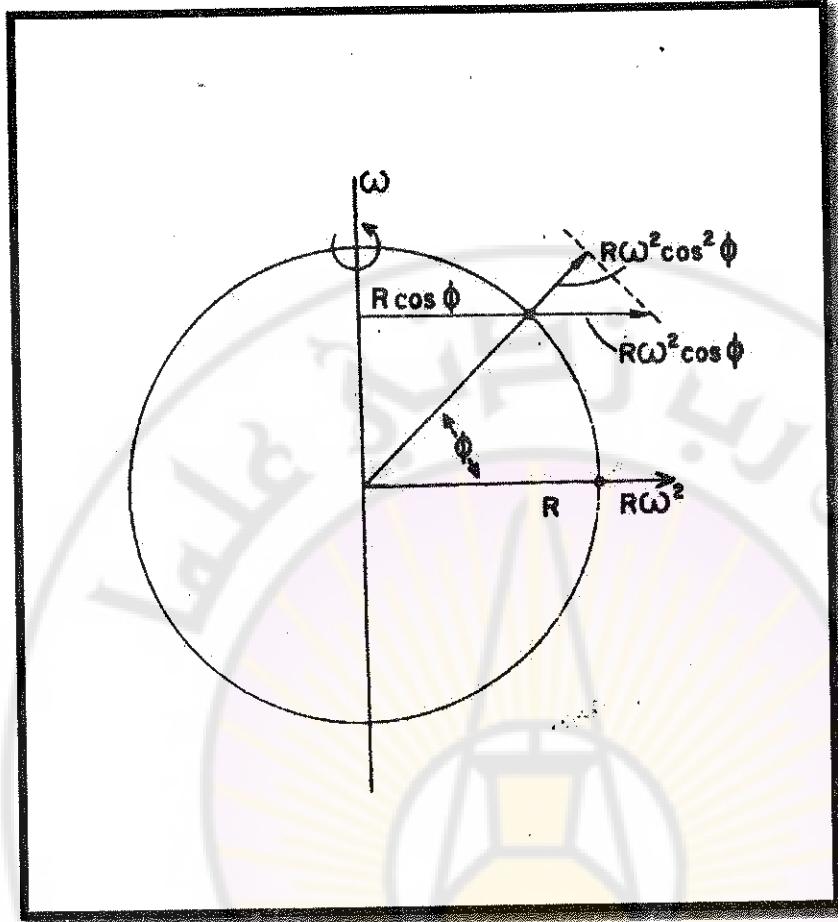
ومنه:

$$E = 14.584 * 10^{-5} * V \cos \phi \sin \alpha + 1.569 * 10^{-9} * V^2 \quad (5-35)$$

تعطي المعادلة (5-35) قيمة تأثير إينفوس بالغال من أجل السرعة بالستيمتر/ثانية.
وعدما تؤخذ السرعة بالعقدة/ساعة تصبح المعادلة (5-35) على الشكل الآتي:

$$E = 7.508 * V \cos \phi \sin \alpha + 0.004154 * V^2 \quad (5-36)$$

عندما تتحرك السفينة باتجاه الشرق يزداد التسارع النابذى ومن ثم تنخفض قيمة قراءة المقياس،
فيكون التصحيح موجباً أي يجب إضافته إلى قيمة الجاذبية المقيسة، وعندما تتحرك السفينة
باتجاه الغرب ينخفض التسارع النابذى ومن ثم تزداد قيمة قراءة المقياس فيكون التصحيح سالباً
أي يجب طرحه من قيمة الجاذبية المقيسة.



الشكل (5-9): تأثير التسارع النابذى فى قياسات الجانبية.
(بحسب نيتليتون Nettleton, 1976)

3-5- تحديد كثافة الصخور :Density determination

يعد تحديد كثافة صخور منطقة المسح الجانبي ضرورياً لحساب جانبية صفيحة بوجير وتصحيح الطبوغرافيا. تعرف الكثافة أنها كتلة واحدة حجم المادة، ولها وحدات مختلفة في النظام السعدي c.g.s أو النظام الدولي (System Internationale) SI . فمثلاً تعطى كثافة الماء في النظام السعدي 1.0 غ/سم³ وبالنظام الدولي 1000 كغ/م³. ففي التقريب الجانبي مازالت وحدات النظام السعدي مستخدمة، ويجري التحول إلى النظام الدولي تدريجياً.

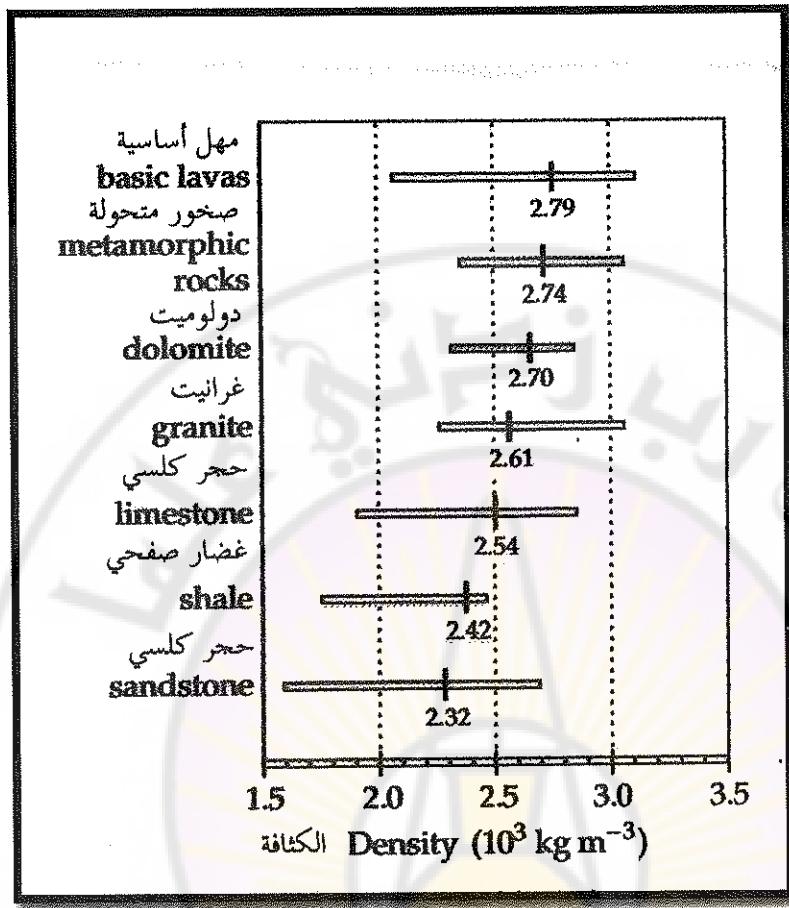
يمكن تطبيق طريقة بسيطة لتحديد كثافة صخور منطقة دراسة لاستخدامها في الحساب

كما يأتي:

يجمع عدد كبير من العينات الممثلة لصخور المنطقة، وتحدد كثافة العينة بوزنها أولاً بالهواء W_a ثم بالماء W_w وتطبيق مبدأ Archimedes' principle الذي يعطي الكثافة النسبية بالنسبة إلى الماء:

$$\rho_r = \frac{W_a}{W_a - W_w} \quad (5-37)$$

تظهر كثافات الصخور المحددة بهذه الطريقة تشتتاً كبيراً حول متوسطها، كما يظهر في شكل (5-10). ويظهر أن كثافات الصخور النارية والمتولدة أعلى عموماً من كثافات الصخور الرسوبيّة. لذا تصلح هذه الطريقة للدراسات الاستطلاعية لمنطقة ما. كما أنه من الصعب غالباً القول بأن عينات الصخور السطحية هي ممثلة لصخور المنطقة تحت السطحية، لذا عادة تطبق طرائق بديلة للحصول على الكثافة المناسبة. يمكن قياس الكثافة في الآبار الشاقولية المحفورة لاستكشاف طبيعة البنية الجيولوجية، ومن ثم تستخدم بوصفها حكماً لتفسير البنية.



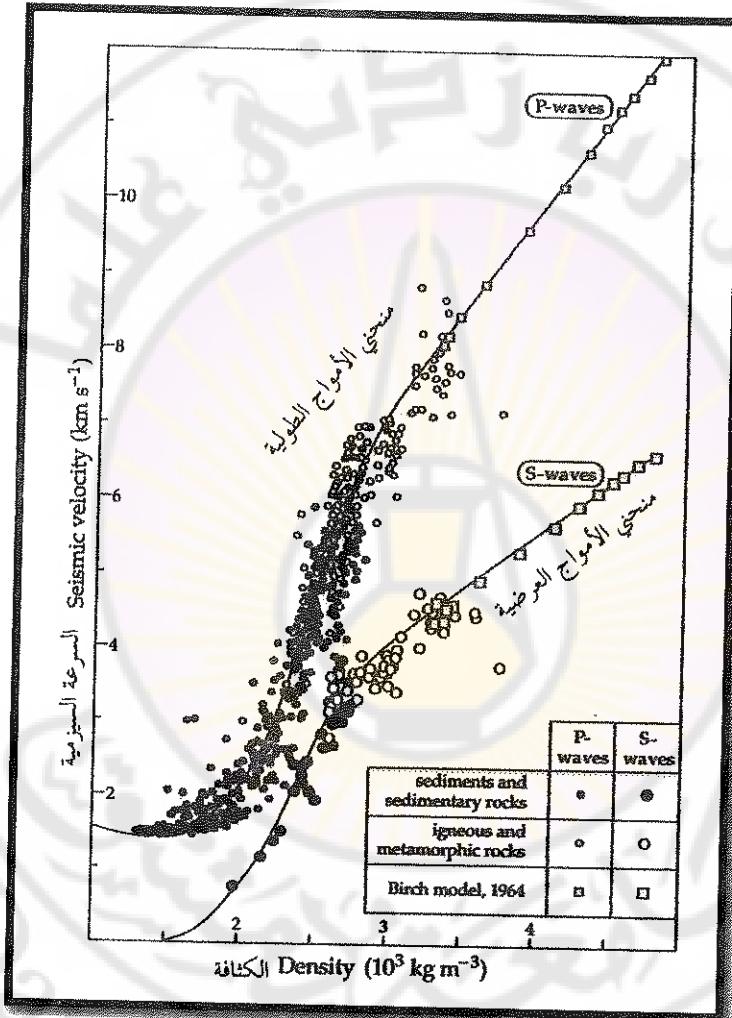
الشكل (5-10): قيم متوسطات كثافة أنواع شائعة للصخور ومجالات توزعها.
(بحسب لوري Lowrie, 2007)

1-3-5 - تحديد الكثافة من السرعة السيزمية:

تظهر قياسات لعينات من رسوبيات مشبعة بالماء وصخور رسوبية وصخور نارية وصخور متحولة وجود علاقة بين الكثافة من جهة وسرعة الأمواج الطولية (P-waves) والأمواج العرضية (S-waves) من جهة أخرى. تظهر هذه العلاقة في شكل (11-5) الذي يعطي العلاقات التجريبية بشكل منحنين مختلفين لعلاقة الكثافة بسرعة الأمواج الطولية وعلاقتها بسرعة الأمواج العرضية. ونظرًا إلى التشتت الكبير بالقيم يمكن اعتماد كل المنحنين

لحساب متوسط الكثافة لجسم كبير في القشرة الأرضية من متوسط السرعة السейزمية فيه، يجب إدخال تعديلات للكثافة في الأعماق الكبيرة حيث ترتفع درجة الحرارة ويرتفع الضغط.

هذه العلاقات تجريبية وليس لها أساس نظري. تستخدم معطيات الأمواج الطولية بشكل أكثر من الأمواج العرضية. استخدمت معطيات السيزمية الانكسارية في وضع نموذج تغير الكثافة في القشرة الأرضية وأعلى المعنف، المسئولة عن شواد الجاذبية الإقليمية واسعة المدى.

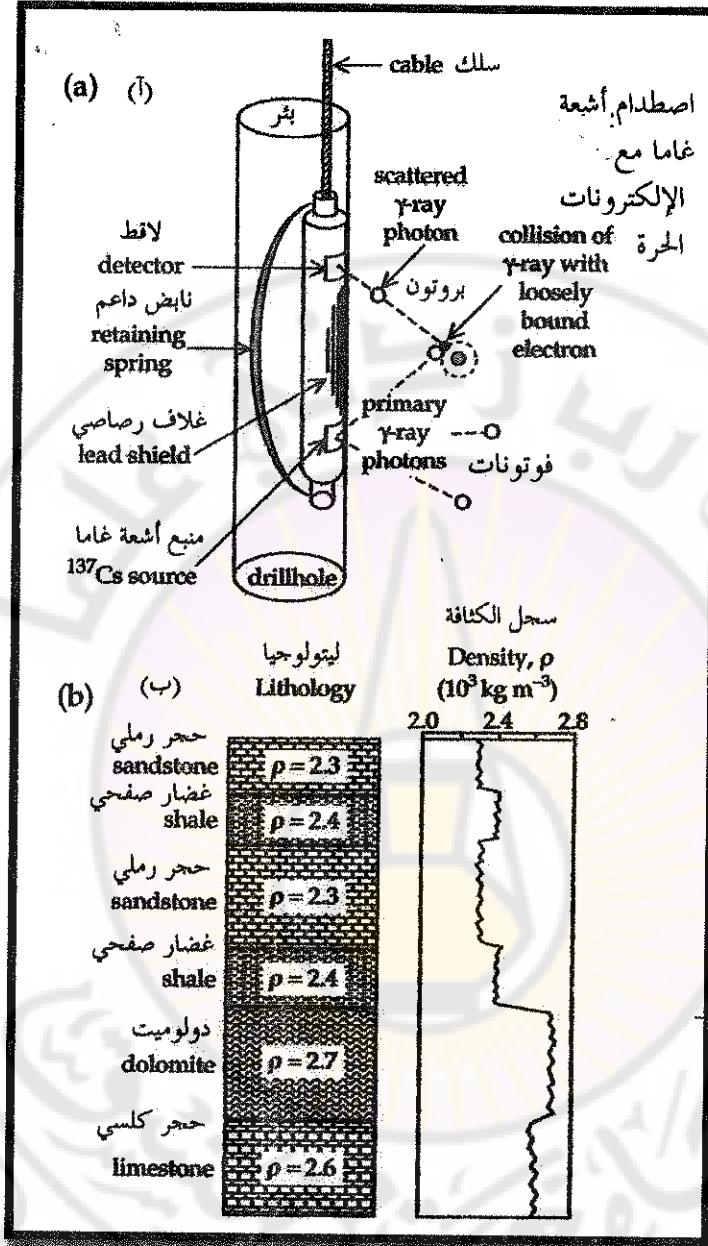


الشكل (11-5): منحنى العلاقة التجريبية بين الكثافة وسرعة الأمواج السейزمية.
(بحسب لوري 2007)

5-3-2- تحديد الكثافة بطريقة أشعة غاما:

يمكن تحديد كثافة التشكيلات الصخرية المجاورة للبئر بوساطة مقياس مناسب. ويعتمد مبدأ المقياس مفعول كومتن Compton effect الذي هو تبعثر فوتونات أشعة على إلكترونات حرة، في مادة كتلتها الذرية منخفضة، وتصدر فوتونات ذات أطوال موجية أكبر من الطول الموجي للفوتونات الواردة يتعلّق طولها الموجي بزاوية التبعثر.

تحتوي سابرة الكثافة density logger أو سابرة غاما-Gamma (الشكل 5-12-أ) أسطوانية الشكل على متبع مشع لأشعة غاما γ -ray مثل السينزيوم ^{137}Cs تمر من شق ضيق. تصطدم فوتونات أشعة غاما بالإلكترونات الحرة في الذرات المجاورة للبئر فتشتت. يقيس عدد وميض scintillation counter موجود على بعد 45-60 سنتيمتراً فوق المرسل-emitter- شدة أشعة غاما التي تمر إليه من شق. كل من المرسل والعداد موجودان ضمن غلاف رصاصي lead shield. تضغط السابرة على جدار البئر بوساطة نابض داعم retaining spring بحيث يكون الإشعاع المسجل هو الآتي من مفعول كومتن في التشكيل المجاور. تتعلق شدة الإشعاع المسجل بكثافة الإلكترونات أي بكثافة الصخر الملامس للسابرة. تخترق أشعة غاما الصخر لمسافة نحو 15 سنتيمتراً. تستخدم معطيات الكثافة في حساب مسامية الصخور المحيطة بالبئر، لاسيما بالنسبة إلى الصخور الرسوبيّة.



الشكل (5-12): آ- تصميم سبايرة غاما-غاما لتحديد الكثافة في البئر،
ب- سجل غاما-غاما مدرج بكثافة الصخور المجاورة للبئر.
(Lowrie, 2007) (بحسب لوري)

5-3-3- تحديد الكثافة بقياس الجاذبية في الآبار:

ورد في الفقرة (5-4) قياس الجاذبية في الآبار بوساطة مقياس جاذبية بئري ثم تطبق تصحيحات الهواء الحر وصفحة بوجير.

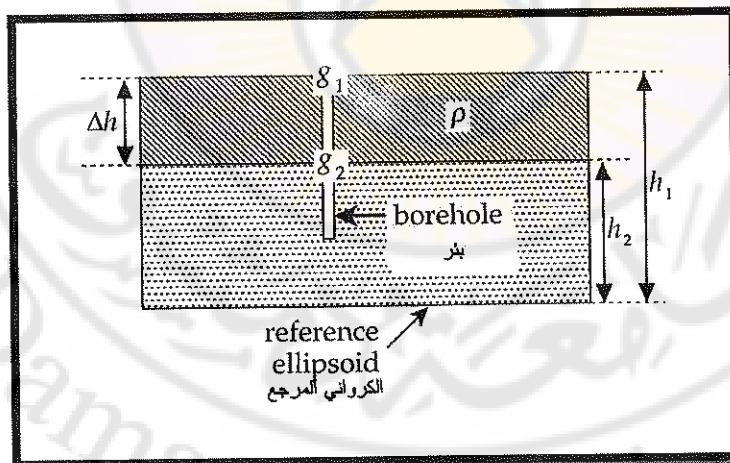
إذا كانت g_1 و g_2 (الشكل 5-13) هي الجاذبية المقيسة في بئر شاقولية على ارتفاع h_1 و h_2 من الكرواني المرجع. الفرق بين g_1 و g_2 ناتج عن اختلاف الارتفاع والمواد الموجودة بين المستويين في البئر وتكون g_2 أكبر من g_1 .

يكون الفرق Δg بين القيم المصححة g_1 و g_2 بعد الإعادة إلى المستوى h_2 كما يأتي:

$$\begin{aligned}\Delta g &= (0.3086 - (0.0419\rho \cdot 10^{-3}))\Delta h - 0.0419\rho \cdot 10^{-3} \cdot \Delta h \\ &= (0.3086 - (0.0838\rho \cdot 10^{-3}))\Delta h \text{ mGal}\end{aligned}\quad (5-38)$$

بإعادة ترتيب المعادلة (5-38) لحساب كثافة المواد الواقعة بين المستويين في البئر نجد ما يأتي:

$$\rho = \left(3.683 - 11.93 \frac{\Delta g}{\Delta h} \right) * 10^3 \text{ kgm}^{-3} \quad (5-39)$$



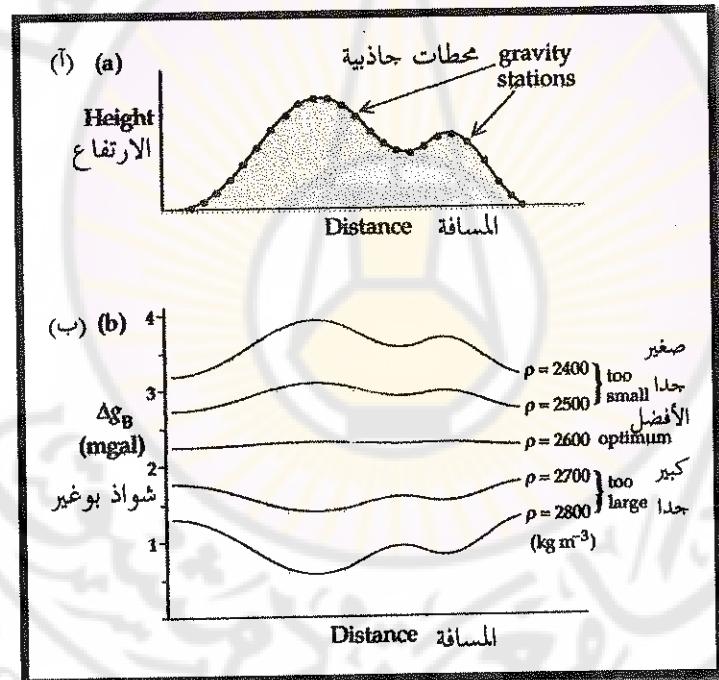
الشكل (5-13): قياس الجاذبية في بئر شاقولية بهدف تحديد كثافة طبقة صخرية.

(بحسب لوري 2007)

5-4-3- طريقة نيتليتون لتحديد الكثافة:

يمكن تحديد كثافة المواد القريبة من السطح الموجودة تحت هضبة بطريقة ابتكرها نيتليتون، وذلك بمقارنة شواد جاذبية بوجير بشكل الطبوغرافيا على طول مسار. يستخدم في الطريقة تصحيح الارتفاع ($dg_{FA} + dg_{GB}$) وتصحيح الطبوغرافيا (dg_T) لاعتمادهما على الكثافة. ولما كان تصحيح الطبوغرافيا أقل أهمية من تصحيح الارتفاع فيمكن إهماله.

تقاس الجاذبية على طول مسار فوق الهضبة (الشكل 5-14-آ) وتتحسب شواد جاذبية بوجير بتصحيح القيم المقيسة بالنسبة إلى الارتفاع، وترسم المنحنيات الناتجة عن استخدام قيم مختلفة للكثافة (الشكل 5-14-ب)، فتكون الكثافة التي تنتج المنحنى الأقل علاقة مع الطبوغرافيا هي المعبرة عن كثافة مواد الهضبة. وبحسب الشكل (5-14-ب) هي الكثافة $(\rho = 2600 \text{ kg m}^{-3} = 2.60 \text{ g cm}^{-3})$.



الشكل (5-14): تحديد الكثافة بطريقة نيتليتون، آ- منحنى قيم الجاذبية المقيسة في الهضبة.
ت- منحنيات شواد جاذبية بوجير المص正好 بالنسبة إلى الارتفاع باستخدام قيم مختلفة للكثافة.

(بحسب لوري 2007)

5-3-5- طريقة باراسنيس لتحديد الكثافة:

طور باراسنيس (Parasnis, 1962) طريقة تحليلية شبيهة بطريقة نيليتون التخطيطية بإعادة ترتيب حدود المعادلة (5-26)، كما يأتي:

$$(g_{obs} - g_r \pm dg_L + 0.09406.h) - \delta g_B = (0.01278.h - T)\sigma \quad (5-40)$$

ولما كان الهدف هو تحديد كثافة وسطية في منطقة المسح، يمكن اعتبار شواز بوجير δg_B خطأً عشوائياً بقيمة متوسطة مقدارها الصفر. فلو تم رسم منحنى يمثل المعادلة (5-40) فيكون بشكل مستقيم له الصيغة $Y = m.X + b$. ولو رسم المنحنى بين المقدار ($0.01278.h - T$) والمقدار $(g_{obs} - g_r \pm dg_L + 0.09406.h)$ وأخذ المستقيم الأكثر ملاممة بين هذه النقاط بحيث يمر من مبدأ الإحداثيات، ف تكون الكثافة هي مقدار ميل المستقيم.

هذه الطريقة قادرة على إعطاء نتائج جيدة فوق أراض منتظمة الارتفاع، وحيث شواز بوجير مساوية إلى الصفر في كل مكان وأهملت التغيرات واسعة المجال لعدم أهميتها.

4-5- فصل الشواز :Anomaly separation

4-5-1- الشواز الإقليمية regional anomaly وال Shawaz المتبعة residual anomaly :

تنتج شواز الجاذبية من التوزع غير المتجانس للكثافة في باطن الأرض. بفرض كثافة صخور في جسم تحت سطحي هي ρ وكثافة الصخور المحيطة هي ρ_0 . يدعى الفرق بينهما $\Delta\rho = \rho - \rho_0$ تباين كثافة الجسم عن الوسط المحيط. إذا كانت كثافة الجسم أكبر من كثافة الوسط يكون تباين الكثافة موجباً، وإذا كانت كثافة الجسم أصغر من كثافة الوسط يكون تباين الكثافة سالباً. فوجود شواز جاذبية يشير إلى وجود جسم أو بنية شاذة الكثافة، ونكون إشارة الشواز من إشارة تباين الكثافة نفسها.

ينتشر مظهر شواز الجاذبية بأبعاد الجسم الشاذ وتباين كثافته وعمقه تحت السطح. ويدعى الامتداد الأفقي للشاذ "طول مجته الظاهري". فطول موجة جسم شاذ هو مقاييس لعمقه. تعطي الأجسام الكبيرة والعميقة طول موجة كبير (عربيض) وسعة شواز منخفضة، في حين تعطي الأجسام الصغيرة والضحلة طول موجة صغير (ضيق) وسعة شواز حادة.

تتضمن خريطة شواد جاذبية بوجير شواد متراكبة من مصادر عدّة. تدعى الشواد طويلة الموجة الناتجة عن الأجسام العميقـة بالشواد الإقليمـية، وهي مهمـة لفهم البنـيات واسـعة المدى في قشرة الأرض الواقـعة تحت المعـالم الجـغرافية الرئـيسـة، مثل سلاسل الجـبال mountain ranges والأعـراف المـحيـطـية oceanic ridges ونـطـاقـات الانـغـاز subduction zones. أما الشـوـادـ المـتـرـكـبـةـ قـصـيرـةـ المـوـجـةـ فـنـاتـجـةـ مـنـ كـلـ صـخـرـةـ شـاذـةـ، قدـ تكونـ مـوـضـعـ اـهـتمـامـ التـقـيـبـ التجـارـيـ. إنـ المـعـرـفـةـ الجـيـوـلـوـجـيـةـ العـمـيقـةـ جـوـهـرـيـةـ لـتـفـسـيرـ الشـوـادـ المـتـرـكـبـةـ، فـفيـ منـاطـقـ الدـرـوعـ القـارـيةــ مـثـلـ الـكـنـديـ وـالـاسـكـنـدـنـافـيــ قدـ يـكـونـ سـبـبـ الـأـمـواـجـ الـقـصـيرـةـ أـجـسـامـ فـلـزـيـةـ ضـحـلـةـ العـقـمـ،ـ فـيـ حـيـنـ قدـ يـكـونـ سـبـبـ الـأـمـواـجـ الـقـصـيرـةـ وـالـمـتوـسـطـةـ فـيـ الـأـحـواـضـ الـرـوسـيـةـ وـجـودـ بـنـيـاتـ مـرـتـبـيـةـ مـعـ خـرـانـاتـ الـنـفـطـ وـالـغـارـ الطـبـيـعـيــ.

5-4-2- فصل الشواد الإقليمية والشواد المتبقية:

بعد فصل الشواد المتبقية عن الشواد الإقليمية خطوة مهمة في تفسير خريطة الجاذبية. قد يقوم تحليل المعطيات على منحنيات عدة مختارة أو قد يشمل توزعاً ثنائياً للأبعاد للشواد على خريطة جاذبية. يتطلب فصل الشواد الناتجة عن جسم تحت سطحي تصفية أو تنقية من الشواد الناتجة عن الوسط المحيط، ويشمل ذلك فصل الشواد الناتجة عما يأتي:

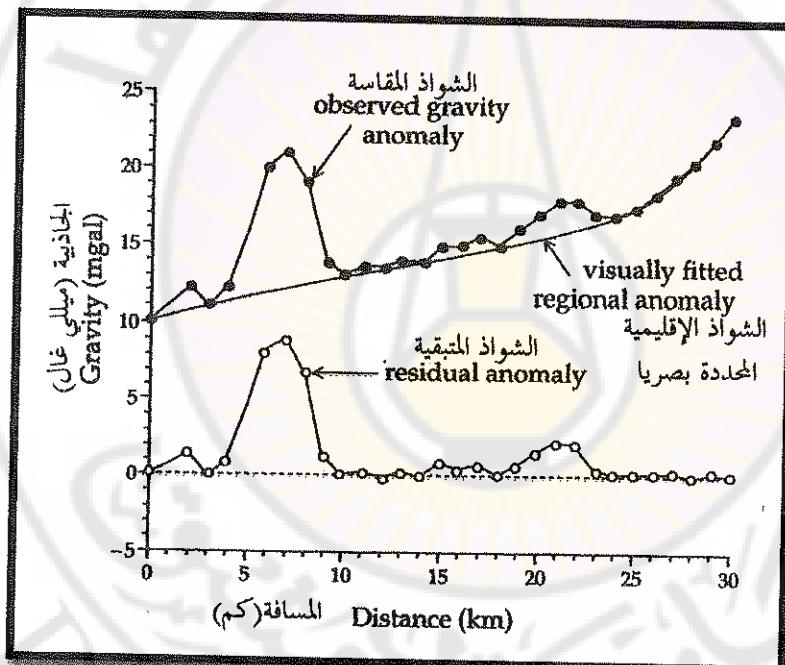
- 1- تداخل تأثير جسم ضخم مثل حوض روسي أو مقرع جيولوجي (جيوسنكلينال) مع تأثير جسم أصغر مثل مدب جيولوجي محلي (أنتيكلينال) أو قبة ملحيـةـ.
- 2- تداخل التأثيرات الناتجة عن جسمين لهما الحجم نفسه ومطمورين على عمق واحد وقريبين من بعضهما، بحيث تظهر الشواد وكأنها ناتجة عن جسم واحد واسع الامتداد.

تفصل الشواد ويزال تأثير الشواد الإقليمية بإحدى الطريقتين الآتيتين:

- أ- طريقة تخطيطية graphical method: تستند هذه الطريقة إلى معرفة مفسر المعطيات لجيولوجـيةـ المـنـطـقـةـ وـتـوـقـعـهـ لـقـيـمـةـ الشـوـادـ فـيـ المـنـطـقـةـ.
- بـ- طـرـيـقـةـ تـحـلـيـلـيـةـ analytical method: تـطبـقـ عـلـىـ مـجـمـوـعـةـ مـنـ الـقـيـمـ الـمـرـتـبـةـ المـوزـعـةـ عـلـىـ شبـكةـ منـظـمـةـ regular grid

4-5-1- الطريقة التخطيطية:

يُحدد في هذه الطريقة التأثير الإقليمي من رسم منحنى أو خرائط تساوي الجاذبية، وذلك بملاءمة بصرية للتوجه واسع المدى بشكل منحنى مصقول وبدون استخدام أية حسابات، كما يظهر في الشكل (5-15) الذي يعطي منحنى الشواد المقيسة في المحطات المختلفة (الدواير السوداء في الشكل العلوي) ويمثل المنحنى المصقول (الخط المنحنى) توجه الشواد الإقليمية المحددة بصرياً، التي تتطرق من القيمة 10 ميلي غال، ويمر بأكبر عدد من القيم المقيسة. وإذا اعتبرت القيمة في المحطة الأولى متساوية إلى الصفر (صفر ميلي غال) فيكون الخط المستقيم المنقط في الشكل السفلي من الشكل (5-15) هو التوجه الإقليمي ويكون المنحنى ذو الدواير الفارغة ممثلاً للشواد المتبقية.

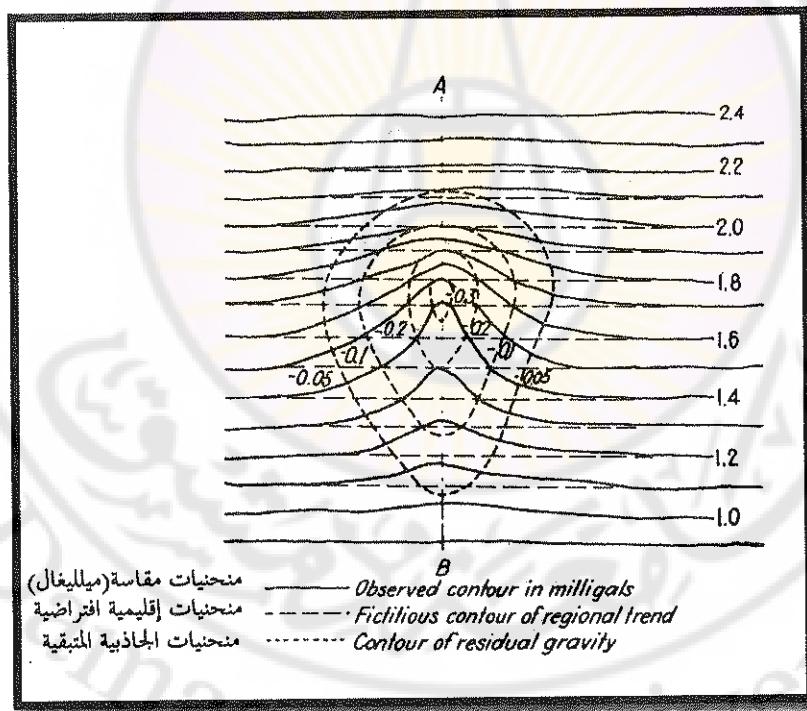


الشكل (5-15): تحديد الشواد الإقليمية وال Shawad المتبقية على منحنى واحد بالطريقة البصرية.

(حسب لوري Lowrie, 2007)

يمثل الشكل (5-16) تطبيق الطريقة التخطيطية على خريطة جاذبية بالطريقة البصرية حيث تمثل المنحنيات المرقمة من 1 إلى 2.4 ميللي غال (الخطوط المستمرة) المنحنيات المقيسة. بفرض كون خطوط تساوي الجاذبية منتظمة بعيداً عن الشواد المحلية فمن الممكن الوصل بين نقاط الانظام (الخطوط المستقيمة المتقطعة) وعددها منحنيات الشواد الإقليمية (تدعى خطوط الصقل).

تحدد وتترقم نقاط تقاطع خطوط الصقل مع منحنيات الجاذبية المقيسة، ثم يوصل بين نقاط التقاطع ذات الأرقام المتساوية، فمثلاً يتقاطع منحنى الجاذبية (1.4 ميللي غال) مرتبين مع كل من خطوط الصقل 1.5 و 1.6 و 1.7 ميللي غال، والفارق بين قيمة منحنى الجاذبية وقيم خطوط الصقل هي 0.1 و 0.2 و 0.3 ميللي غال على الترتيب. بتطبيق العملية نفسها على المنحنيات كلها وتحديد الفروق ثم الوصل بين نقاط التقاطع ذات الفروق المتساوية (الخطوط المتقطعة المعلقة) يحصل على منحنيات الجاذبية المتبقية.



الشكل (5-16): تحديد الشواد الإقليمية والشواد المتبقية على خريطة جاذبية بالطريقة البصرية.

(Dobrin, 1976)

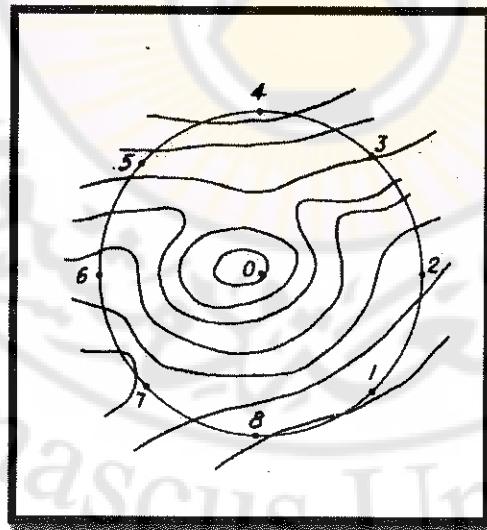
4-2-2- الطرائق التحليلية:

بدأت هذه الطرائق في الثلاثينيات من القرن الماضي بطريقة المشتق الثاني وطريقة التابع نحو الأسفل، ثم تعددت هذه المجموعات التي إما أن تعتمد على قيماً مقيسة على شبكة منتظمة وإنما أنها تبحسب من خريطة تساوي المركبة الشاقولية. تعتمد هذه المجموعات نموذجاً يتألف من قيمة مركبة وحولها قيم موزعة على عدد من الحلقات الدائرية المتركزة في القيمة المركزية، وتضرب هذه القيم بمعاملات مشتقة بوساطة نظرية الكمون potential theory. تتميز معظم هذه المجموعات بأنها تعطي القيمة صفر عند تطبيقها على منطقة مستوية خالية من الالتواءات أو تغيرات الجاذبية لأن مجموع المعاملات مساوٍ إلى الصفر دوماً.

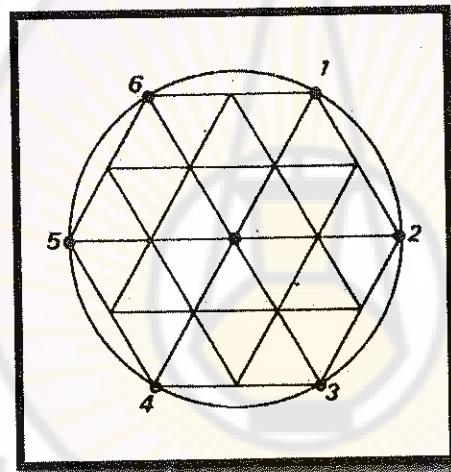
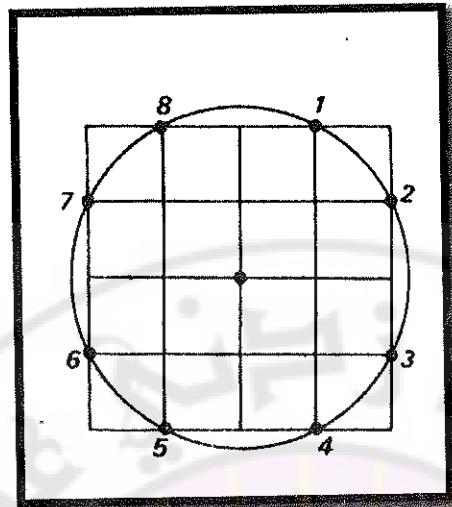
ستشرح باختصار أكثر هذه الطرائق استخداماً:

1- مجموعة شبكة المتبقيات التجريبية:Emperical Grid-Residual System

أسهل الطرائق التجريبية وأكثرها تطبيقاً، وتجري باستخدام متوسط القيم المقيسة على حلقة دائرة وعددها مماثلة للقيم الإقليمية وتكون الشواذ المتبقية هي الفرق بين هذا المتوسط والقيمة المقيسة الموجودة في مركز الحلقة الدائرية. يمكن تحضير الشبكة من خريطة تساوي الجاذبية (الشكل 17-5)، أما إذا كانت القيم موجودة على زوايا شبكة منتظمة فيمكن استخدامها مباشرة بدون رسم خريطة تساوي الشدة (الشكلين 18-1).



الشكل (17-5): حساب القيم المتبقية من خريطة الجاذبية باستخدام حلقة دائرة واحدة.



الشكل (5-18) : الشكل العلوي: شبكة مربعة ذات ثمان نقاط.

الشكل السفلي: شبكة سداسية ذات ست نقاط.

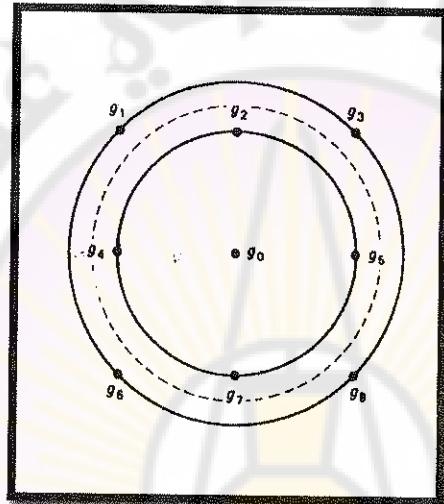
(بحسب نيتليتون 1976)

مثال: تعطى معادلة الشواذ المتبقية g_R في النقطة 0 في الشكل (5-17) على الشكل الآتي:

$$g_R = g_0 - \frac{g_1 + g_2 + g_3 + g_4 + g_5 + g_6 + g_7 + g_8}{8} \quad (5-41)$$

وفي حال كون القيم على شبكة مربعة ويأخذ حلقتين دائريتين (الشكل 5-19)، الأولى نصف قطرها $r=R$ والثانية نصف قطرها $r=R\sqrt{2}$ تصبح المعادلة (5-41) على الشكل الآتي:

$$g_R = g_0 - \left(\frac{g_2 + g_5 + g_7 + g_4}{4} + \frac{g_1 + g_3 + g_8 + g_6}{4} \right) \quad (5-42)$$



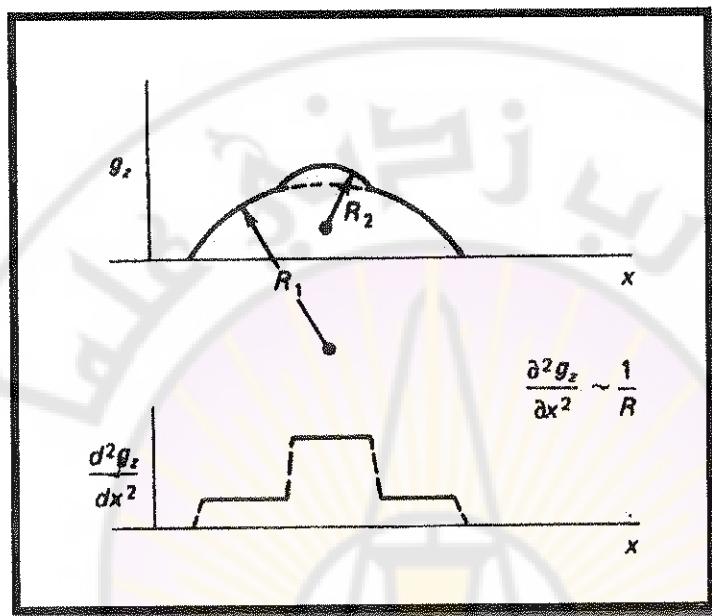
الشكل (5-19): حساب القيم المتبقية من خريطة الجاذبية باستخدام حلقتين دائريتين.
(بحسب الموسالى El-Mosselly, 1987)

تستند الشواز المتبقية وخريطة الشواز المتبقية لمجموعة شبكة المتبقيات - المؤلفة من نقطة مركبة وحلقة واحدة حولها - إلى نصف قطر الحلقة وعدد النقاط الموزعة عليها، إذ يجب أن يكون نصف القطر كبيراً بحيث تقع الحلقة خارج منطقة الشواز المدروسة ولكن أصغر من أن تسمح بدخول الشواز المتولدة من مصادر أخرى.

2- طريقة المشتق الثاني Second derivative method

يعد المشتق الثاني الشاقولي للحقل الجاذبي الأرضي مفيداً جداً في فصل شواز الجاذبية وتفسيرها، بسبب قدرته التحليلية العالية، لذلك طورت الصيغ الرياضية التي تسمح بالحساب

العددي أو الكمي. وبعد المشتق الثاني قياساً لنقوس أو تحبب (curvature) الحقل الجانبي. فكلما زاد نقوس منحنى الشواز الجانبي (أي صافر نصف قطر النقوس) تزداد قيمة المشتق الثاني، وعندما لا يكون هناك نقوس (نصف قطر لا نهائي) يكون المشتق الثاني مساوياً إلى الصفر.

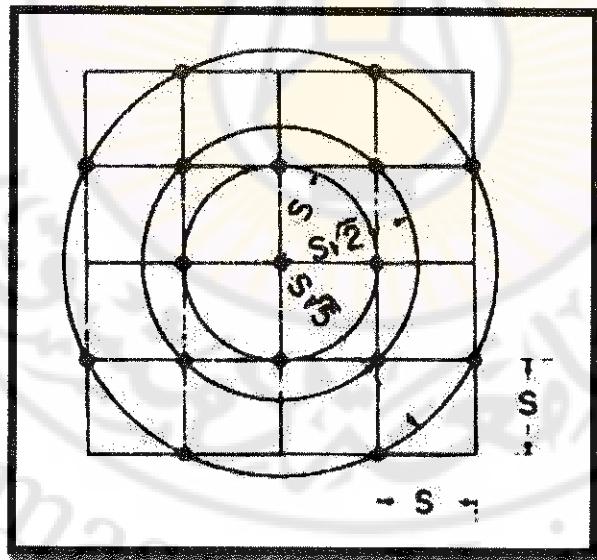


الشكل (5-20): العلاقة بين المشتق الثاني والنقوس.

فإذا وجد جسم ضحل ذو امتداد محدود وكثافة أعلى من كثافة الوسط المحيط يكون نقوس منحنى شواز الجاذبية الناتج عنه أكبر من نقوس الحقل الجانبي الإقليمي، ومن ثم يكون المشتق الثاني أكبر فوق الجسم الضحل منه فوق الحقل الإقليمي المحيط (الشكل 5-20). لذا يكون منحنى المشتق الثاني أكثر بروزاً فوق الجسم الضحل منه فوق الخلفية الناتجة عن الحقل الإقليمي. هكذا تعمل خرائط المشتق الثاني للجاذبية بوصفها عامل تصحيح لمظاهر الجاذبية المحلية، وتخفيض للشواز الإقليمية، أي إنها جيدة للاستعمال في التقييم الفلزي ولتعزيز تأثير الأجسام المفيدة القريبة من السطح، مثل وجود صخور عالية الكثافة في وسط من صخور رسوبية منخفضة الكثافة، كما تساعد على تعين المنخفضات intrabasement، أو البروزات suprabasement في الركيزة.

يمكن أيضاً حساب خرائط المشتق الثاني للحقل الجاذبي. إن المشتق الثاني الشاقولي هو المشتق الجزئي الثاني للحقل الجاذبي g بالنسبة إلى الشاقول أي $\frac{d^2g}{dz^2}$ ، أو المشتق الجزئي الثالث للكمون الجاذبي.

عالج كثير من الباحثين الموضوع ومنهم (هندرسون وزايتز (Henderson & Zietz, 1949) وبيتز (Peters, 1949) وألتنز (Elkins, 1951) وروزنباخ (Rosenbach, 1953) وهندرسون وزايتز (Henderson & Zietz, 1967))، ووضع كل منهم العلاقة الرياضية المناسبة لحساب المشتق الثاني للحقل الجاذبي أو للحقل المغناطيسي الكلي، أو للمركبة الشاقولية للحقل المغناطيسي. ثم حولت العلاقات الرياضية المعقدة إلى طرائق عملية للحساب، باستخدام قيم مأخوذة على شبكة منتظم من النقاط لتحديد المتوسطات على محيط دوائر لها أنصاف قطرات مختلفة ومتمركزة حول النقطة المركزية التي يبحسب بها المشتق الثاني كما في الشكل (21-5)، الذي يعطي مثالاً لشبكة مربعة منتظم، وقد استخدمت ثلاثة دوائر لحساب المشتق الثاني، وأخذت أنصاف قطرات الدوائر $S, S\sqrt{2}, S\sqrt{5}$ ، ليحسب المتوسط على الدائرة الأولى، التي نصف قطرها S من أربع قيم، وعلى الدائرة الثانية التي نصف قطرها $S\sqrt{2}$ من أربع قيم، وعلى الدائرة الثالثة التي نصف قطرها $S\sqrt{5}$ من شانقي قيم.



الشكل (21-5): مثال لشبكة مربعة مساحتها الشبكية S تتكون من خمسة صفوف وخمسة أعمدة وثلاث دوائر.
(بحسب المؤصللي (El-Mosselly, 1987)

تشترك الصيغ التي نشرت بالصيغة العامة الآتية لكن يختلف بعضها عن بعض بالمعاملات العددية، w_0, w_1, \dots ، ويمكن تطبيقها لحساب المشتق الثاني للجاذبية أو المغناطيسية:

$$g_{zz} = \frac{C}{S^2} (w_0 g_0 + w_1 g_1 + w_2 g_2 + \dots + w_n g_n) \quad (5-43)$$

حيث :

g_{zz} : المشتق الثاني للجاذبية أو المغناطيسية في نقطة الحساب المركزية.

C : ثابت لصيغة معينة.

S : المسافة الشبكية.

w_0, w_1 : معاملات عددية.

g_0 : شدة الجاذبية أو المغناطيسية في نقطة الحساب المركزية.

g_1, g_2, \dots : متوسط قيم شدة الجاذبية أو المغناطيسية في نقاط تقاطع الدوائر مع عقد الشبكة.

تأخذ المعاملات العددية القيم السالبة والموجبة (الجدول 5-4) وتكون العلاقة بينها كما

يأتي:

$$w_0 + w_1 + w_2 + \dots + w_n = 0 \quad (5-44)$$

الجدول (4-5): ملخص بعض صيغ حساب المشتق الثاني للجاذبية أو للمقطعيه.
 (بحسب نيتليتون Nettleton, 1976)

w_5	w_4	w_3	w_2	w_1	w_0	$k=Cw_0$	رقم الصيغة
$r_5=\sqrt{9.23}$	$r_4=\sqrt{5}$	$r_3=2$	$r_2=\sqrt{2}$	$r_1=1$	$r=0$		
				-1	1	1	1
				-1	1	4	1-A
			+0.354	-1.354	1	+6.185	2
			+0.333	-1.333	1	+6.000	3
		-0.048	+0.571	-1.533	1	+7.000	4
	-0.625		-0.250	-0.125	1	+1.067	5
	-1.500		0	+0.500	1	+0.571	6
	-1.091		-0.273	+0.364	1	+0.710	7
+0.339	-1.175		-0.385	+0.221	1	+1.156	8
	+0.083		-0.333	-0.750	1	+3.000	9

مصادر الصيغ هي كما يأتي:

- (1) و (1-A) - النقطة المركزية مع حلقة واحدة.
- (2) و (3) و (4) - هندريсон وزايتز (1949).
- (5) و (6) و (7) آلكنر (1951).
- (8) بيتز (1949).
- .(9) روزنباخ (1953).

لقد استخدمت القيم النسبية للمعاملات في المنشورات الأصلية، وذلك بقسمة القيم w_0 على w_1, w_2, \dots, w_n حيث تكون القيمة النسبية لمعامل g_0 هي الواحد أي $1 = w_0/w_1$. كما تظهر من الجدول (4-5) حيث w_0 مساوية الواحد في الصيغ كلها (العمود الثالث). تختلف قيم المشتق الثاني المحسوبة كثيراً من صيغة إلى أخرى بحسب المعاملات العددية المختارة، وتختلف خريطة المشتق الثاني بحسب المسافة الشبكية المعطاة، فعندما تكون

صغريرة تُظهر الخريطة الناتجة تفاصيل دقيقة، في حين أنه لا تُظهر سوى التفاصيل الكبيرة عندما تكون المسافة الشبكية كبيرة.

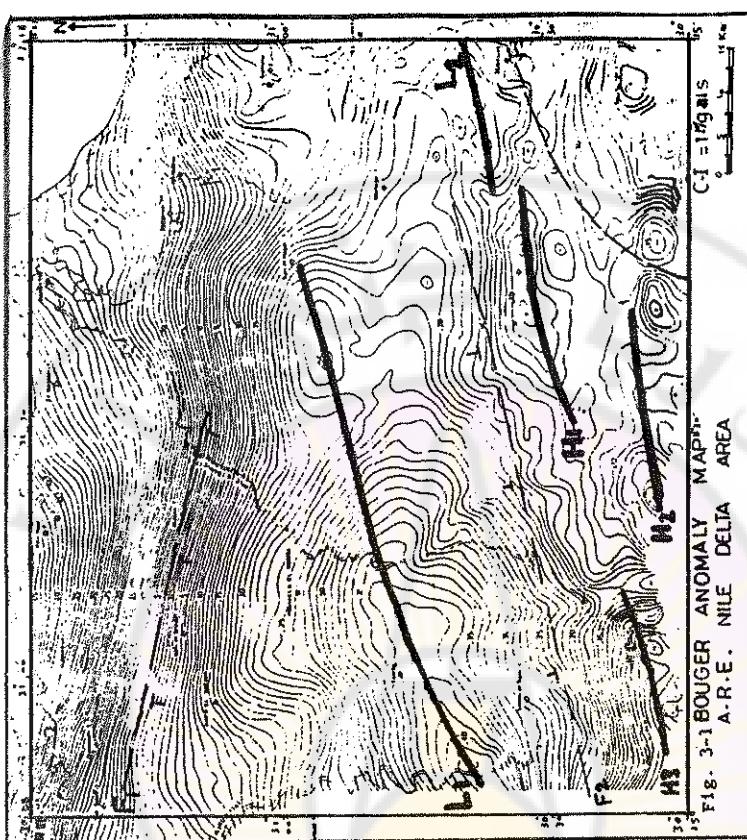
طبق آلنر (Elkins, 1951) الصيغ (5) و (6) و (7) وروزنباخ (Rosenbach, 1953) على شواد الجاذبية.

أجرى الموصلي (El-Mosselly, 1987) دراسة جيوفизيائية لشمال-شرقي مصر شملت الجاذبية والمغناطيسية والسيزيمية وطبق طرائق المشتق الثاني والتتابع نحو الأسفل وطريق مطابقة متعدد الحدود downward continuation polynomial fitting، لدراسة سماكة الرسوبات المغطية وعمق سطح الركيزة البلورية في المنطقة.

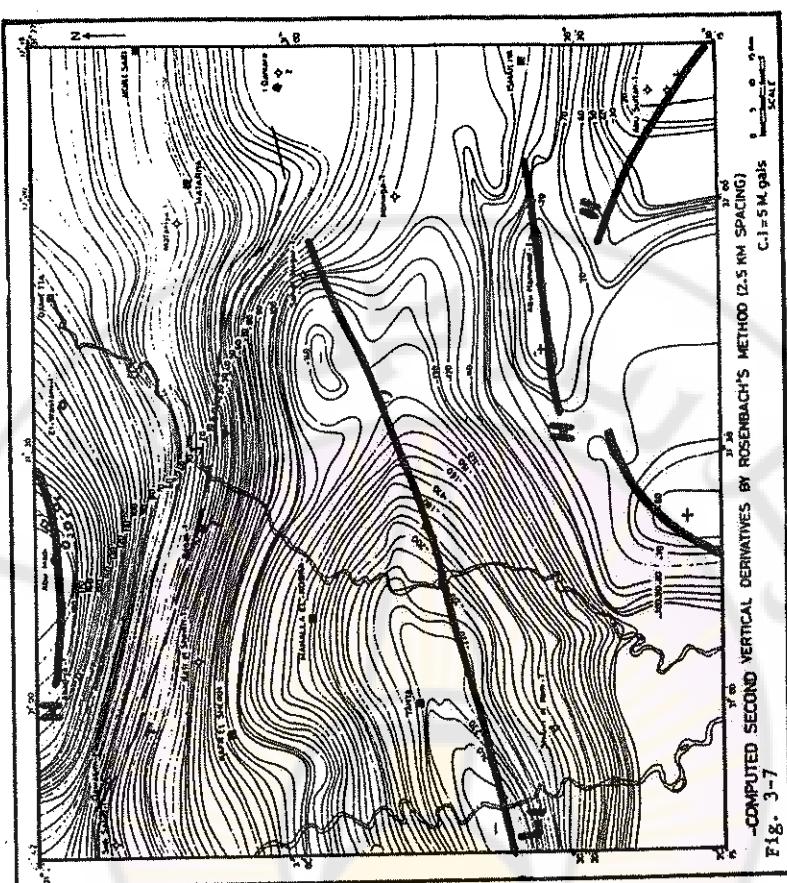
طبق الموصلي معادلة روزنباخ (الصيغة 9) للمشتقة الثانية على قياسات الجاذبية (الشكل 5-22) باستخدام شبكة مربعة مسافتها الشبكية S تتكون من خمسة صفوف وخمسة أعمدة وثلاث دوائر (الشكل 5-21) وفق المعادلة الآتية:

$$\frac{d^2g}{dz^2} = \frac{1}{24S^2} (96g_o - 18g(S) - 8g(S\sqrt{2}) + g(S\sqrt{5})) \quad (5-45)$$

بحسب المشتق الثاني على شبكة مربعة مسافتها الشبكية $S=2.5$ كيلومتراً (الشكل 5-23) وعلى شبكة مسافتها الشبكية $S=5$ كيلومتراً (الشكل 5-24).

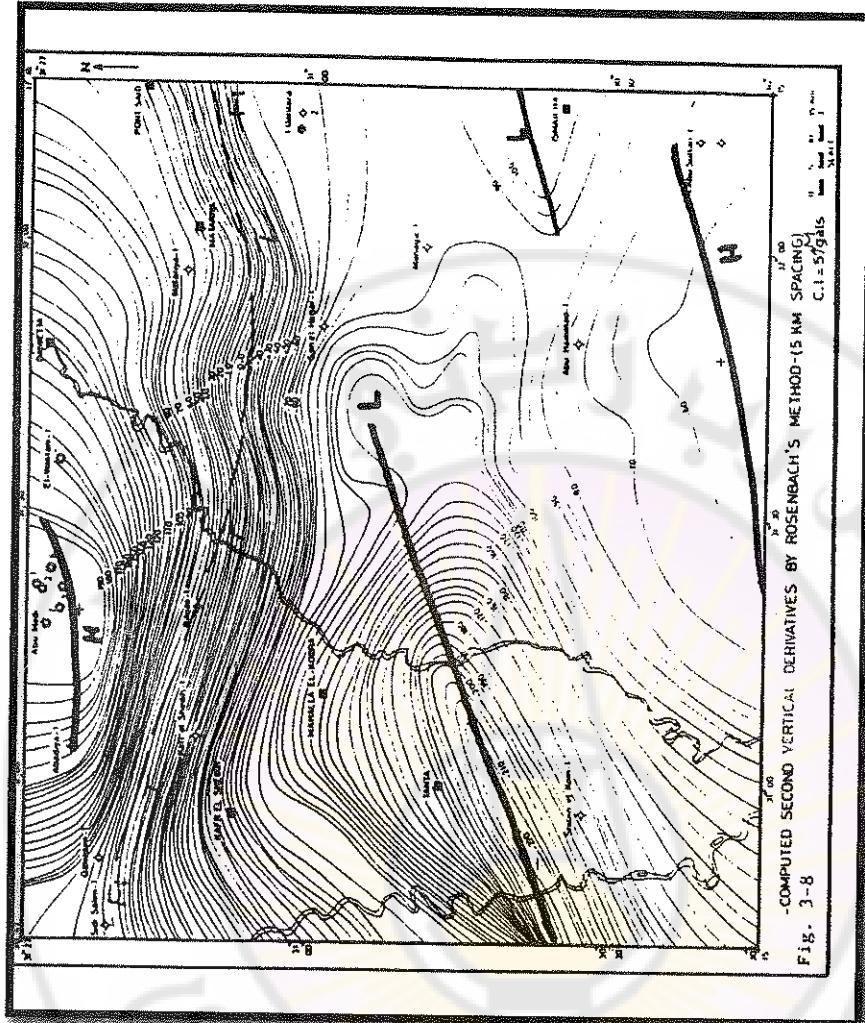


الشكل (5-22) خريطة شواذ بوجير لمنطقة شمال-شرقى مصر.
 (بحسب الموصلى, 1987)



الشكل (5-23): خريطة المشتق الثاني لشواذ بوجير لمنطقة شمال-شرقي مصر محسوبة على شبكة مساحتها الشبكية 2.5 كيلومترًا.

(بحسب الموصلى, 1987)



الشكل (5-24): خريطة المشتق الثاني لشواذ بوجير لمنطقة شمال-شرقي مصر محسوبة على شبكة مساحتها الشبكية 5 كيلومتراً.

(بحسب الموصلى 1987)

3- طريقة التتابع :Continuation method

يهدف التتابع نحو الأعلى والتتابع نحو الأسفل إلى معرفة الصيغة التي يتحول لها حقل كمون، إذا قيس على مستوى أعلى أو أخفض من مستوى القياس الفعلي. يعطي التتابع نحو

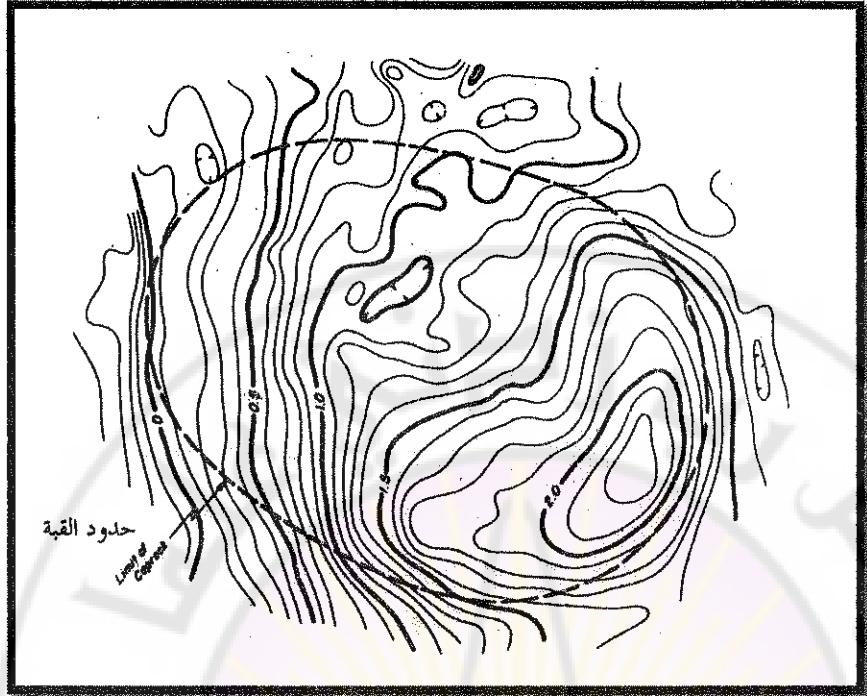
الأعلى حفلاً أقل تعقيداً، في حين يعطي التتابع نحو الأسفل حفلاً أكثر حدة مما هو على سطح الأرض.

وكما في طريقة المشتق الثاني، تستخدم قيم على شبكة منتظمة وستعمل معاملات مناسبة مجموعها يساوي الواحد، عندأخذ المتوسطات على دوائر متزايدة نصف القطر، لكن طريقة التتابع تحتاج إلى عدد أكبر من القيم الموزعة على مساحة أكبر من طريقة المشتق الثاني، فيستعمل بعض الجيوفيزائيين حتى عشر دوائر من القيم حول نقطة القياس. ترد فيما يأتي طريقة حساب التتابع نحو الأسفل:

طريقة التتابع نحو الأسفل Downward continuation method :

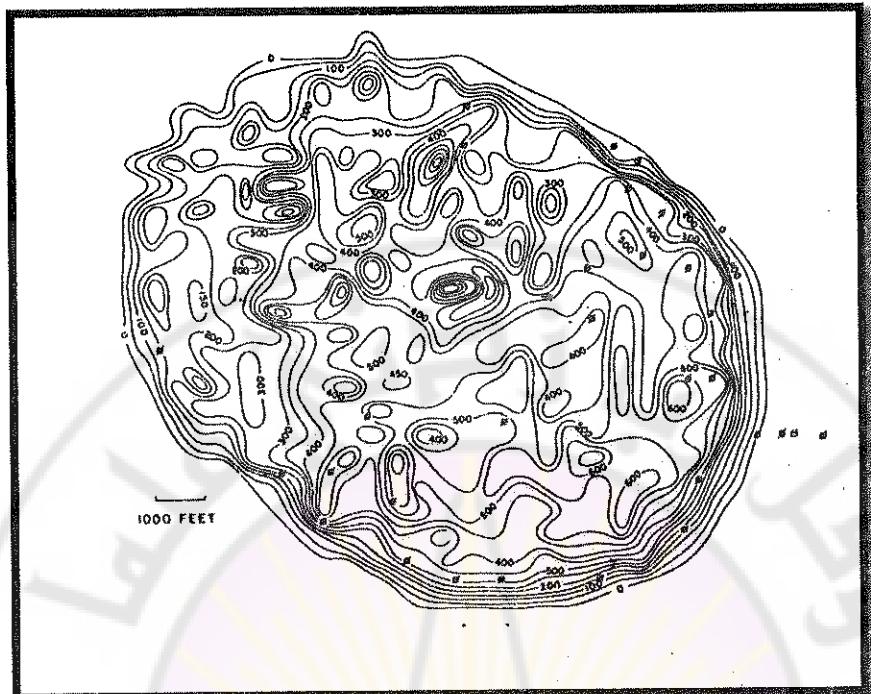
ستعمل طريقة التتابع نحو الأسفل لحساب عمق السطح العلوي للأجسام ذات الكثافة المتغيرة ولفصل شواز الجاذبية الناتجة عن أجسام متقاربة. عند وجود جسمين منفصلين متقاربين، تحت غطاء متجانس من الصخور، يمكن إجراء التتابع نحو الأسفل حتى مستوى قريب جداً من السطح العلوي للجسمين، إلى أن ينفصل تأثيرهما ببعضهما عن بعض، في حين كان تأثيرهما متصلين عند مستوى القياس الأولي. وتعد طريقة التتابع نحو الأسفل مناسبة لتقسيير شواز الجاذبية في التنقيب البترولي، عندما تكون الركيزة البلورية عالية الكثافة ومغطاة بطبقة سميكة من الرسوبيات الأقل كثافة، وهذا يسمح باستخدام هذه الطريقة لحساب سماكة الرسوبيات المغطية للركيزة.

طبق هامر (Hammer, 1947) التتابع إلى الأسفل على قبة موس بلوف الملحة (Moss Bluff salt dome) الواقعة في شمال-شرق تكساس. القبة مغطاة بطبقة صخرية تتغير سماكتها من 150 إلى 550 قدمًا فوق الملح وعلى عمق 1100 قدم. مسح هامر الموقع على شبكة مربعة مساحتها الشبكية 500 قدم، وأنجز خريطة شواز الجاذبية (الشكل 25-26)، ثم أجرى التتابع نحو الأسفل إلى العمق الوسطي للغطاء الصخري ثم طرح قيمة جاذبية الملح في كل نقطة لفصل تأثير الغطاء الصخري. أعطت الدراسة الخريطة الواردة في الشكل (25-26) التي تمثل سماكة الغطاء الصخري، وعندما حفرت الآبار وجد متوسط الخلاف بين السماكة المحسوبة والسماكة الحقيقة بحدود 75 قدمًا، وهذا أسهم في بناء مصنع لاستخراج الكبريت.



الشكل (5-25): خريطة شواد الجاذبية فوق قبة موسى بلوف الملحة. يحدد الخط المنقطع الغطاء الصغرى الواقع فوق القبة.

(بحسب هامر 1947)



الشكل (5-26): خريطة سماكة الغطاء الصخري فوق قبة موسى بلوف الملحة. تعطي الأرقام سماكة الغطاء، وتعطي الدوائر ذات الخط العائلي مواقع آبار الحفر.

(حسب هامر 1955)

طبق الموصلي معادلة كونستانتينوس وبوليساتو (Constantinscu and Bolesatu, 1961) للتتابع نحو الأسفل على قياسات الجاذبية (الشكل 5-22) لمنطقة شمال-شرقي مصر باستخدام شبكة مربعة مسافتها الشبكية S تتألف من ثلاثة صفوف وثلاثة أعمدة و دائريتين (الشكل 5-19) وفق المعادلة الآتية:

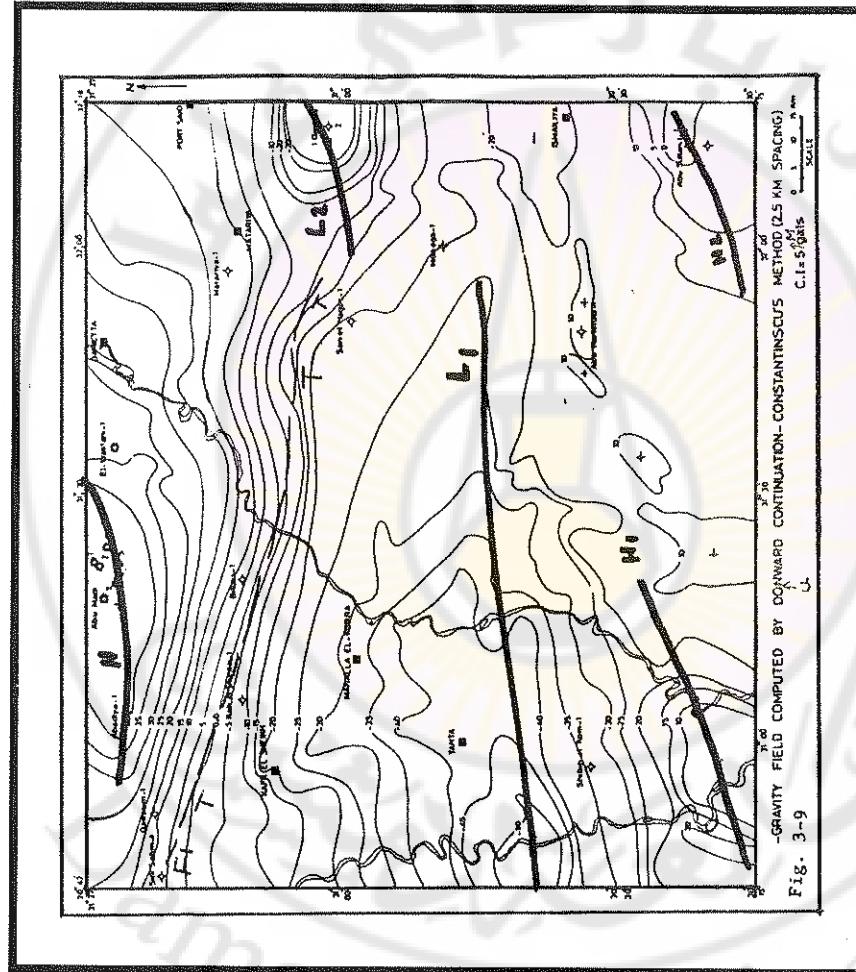
$$g(-S) = -8.395745 g_0 + 6.90410g(S) - 4.5174g(S\sqrt{2}) \quad (5-46)$$

حيث: g_0 هي قيمة الشواذ في نقطة الحساب.

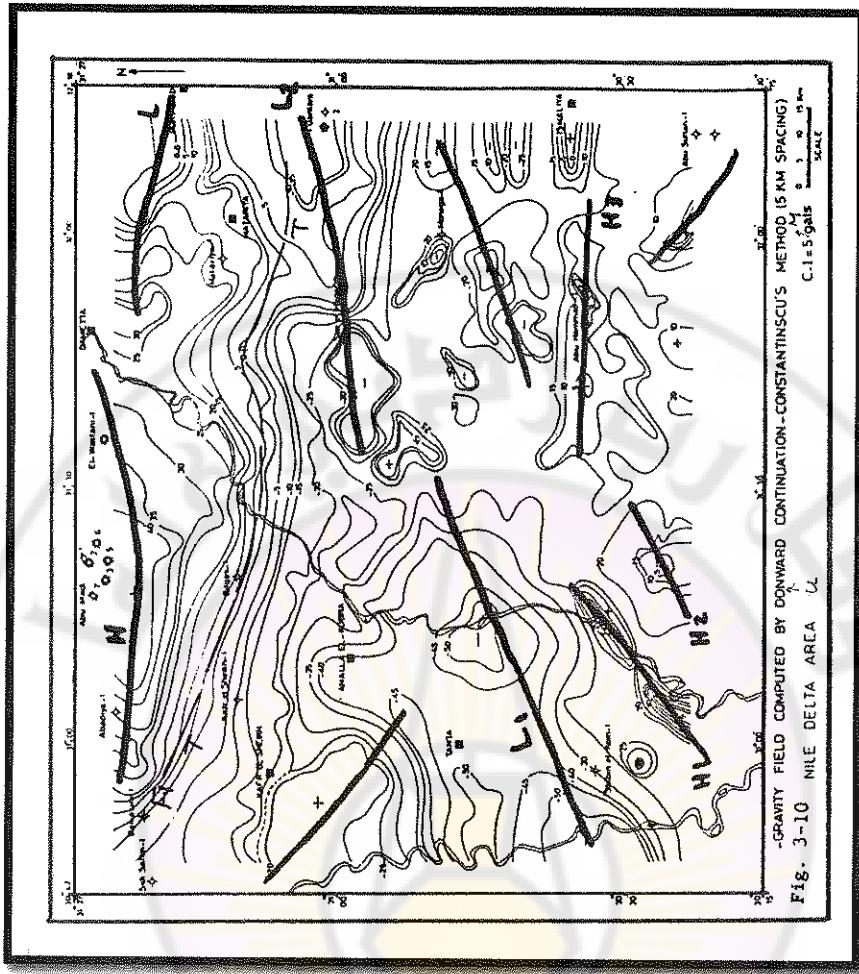
$g(s)$ متوسط أربع قيم على الدائرة الأولى التي نصف قطرها المسافة الشبكية S .

$g(S\sqrt{2})$ متوسط أربع قيم على الدائرة الثانية التي نصف قطرها $S\sqrt{2}$

بحسب الموصلي التابع نحو الأسفل على شبكة مربعة مسافتها الشبكية $S=2.5$ كيلومترأ (الشكل 5-27) وعلى شبكة مسافتها الشبكية $S=5$ كيلومترأ (الشكل 5-28). يبدو واضحاً تأثير المسافة الشبكية في خريطة التابع نحو الأسفل، من اختلاف الانغلاقات السالبة والموجبة وتغير القسمات البنوية في الخرائط (الأشكال 5-27، 5-28) وبالمقارنة مع الخريطة (الشكل 5-22) التي تعطي شدة شواز بوجير لمنطقة شمال-شرقي مصر (El-Mosselly, 1987)



الشكل (5-27): خريطة التابع نحو الأسفل لشواز بوجير لمنطقة شمال-شرقي مصر محسوبة على شبكة مسافتها الشبكية 2.5 كيلومترأ.
(بحسب الموصلي 1987)



الشكل (28-5): خريطة التتابع نحو الأسفل لشواذ بوجير لمنطقة شمال-شرقي مصر محسوبة على شبكة مسافتها الشبكية 5 كيلومترًا.
 (بحسب الموصلي، 1987)

4- طريقة مطابقة متعدد الحدود :Polynomial fitting method

من أكثر الطرق التحليلية مرونة لتحديد الحقل الإقليمي وتستخدم فيها قيم الجاذبية المقيسة لحساب أقرب السطوح شكلاً للحقل الإقليمي، وذلك باستخدام طريقة مربع الخطأ

الأصغرى least square method. وتكون الشواز المتبقية هي الفرق بين الجاذبية المقيسة والحقل الإقليمي.

يعبر رياضياً عن هذا السطح بمتعدد الحدود ثانوي الأبعاد وتختلف رتبته بحسب تعقيد الجيولوجيا الإقليمية. فإذا كان الحقل الإقليمي مستوى مائلاً يكون سطحاً من المرتبة الأولى وبالصيغة الآتية: First-order polynomial

$$z = Ax + By + C \quad (5-47)$$

اما إذا ازدادت الجيولوجيا الإقليمية تعقيداً فيصبح السطح من المرتبة الثانية - second order polynomial وبالصيغة الآتية:

$$z = Ax^2 + By^2 + Cxy + Dx + Ey + F \quad (5-48)$$

قد يستخدم متعدد الحدود من مرتبة أعلى عند تطبيق الطريقة على مساحة كبيرة، وهذا يؤدي إلى ازدياد التفاف سطح الحقل الإقليمي، علمًا أنه كلما ارتفعت المرتبة يزداد التوافق بين النتائج والقياسات الحقلية.

إذا طبقت الحالة البسيطة حيث السطح هو مستوى مائل ويعبر عن الحقل الإقليمي z بالمعادلة (5-47) و G هي قيم الجاذبية المقيسة، تكون g_R شواز الجاذبية المتبقية وتعطى بالمعادلة الآتية:

$$g_R = G - z = G - (Ax + By + C) \quad (5-49)$$

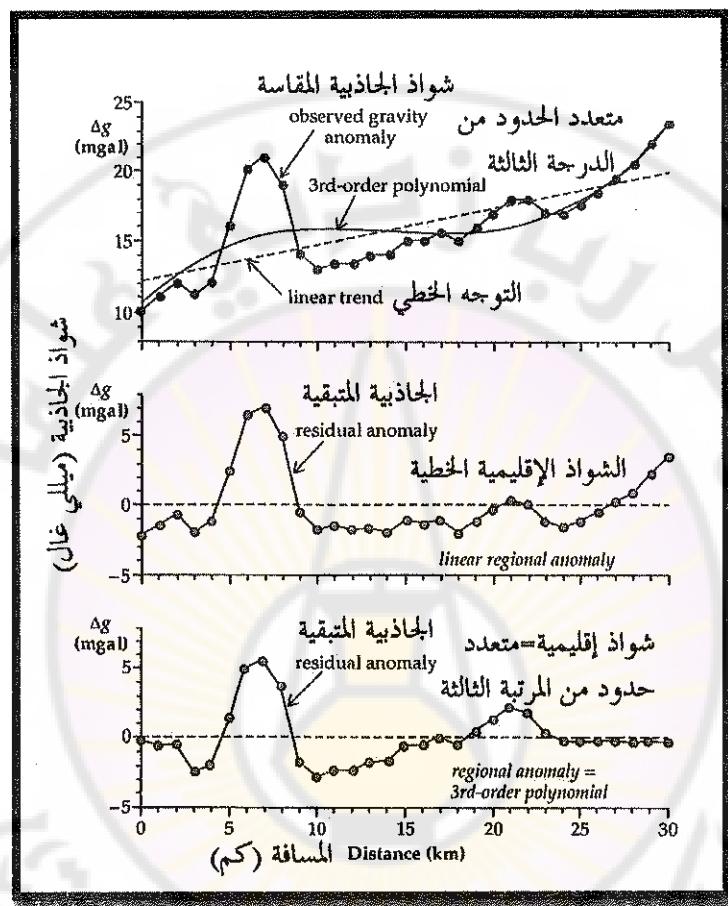
يجب تحديد قيم A و B و C بحيث تصبح g_R صغرى. يحتاج هذا التحديد إلى علاقات رياضية معقدة وتزداد تعقيداً بازدياد مرتبة متعدد الحدود إلى أن يصعب تحديدها يدوياً ولا بد عندها من استخدام الحاسوب الإلكتروني.

إذا كانت x هي الموضع الأفقي على مسار جاذبي يمكن كتابة الجاذبية الإقليمية Δg_r على الشكل الآتي:

$$\Delta g_r = \Delta g_0 + \Delta g_1 x + \Delta g_2 x^2 + \Delta g_3 x^3 + \dots + \Delta g_n x^n \quad (5-50)$$

يعطي الشكل (29-5) التوجه الإقليمي بشكل متعدد حدود مصقول بطريقة مربع الخطأ الأصغرى بالتطابق مع منحنى الجاذبية المقيسة. يلاحظ عدم التشابه بين التوجه الخطى المتمثل

بخط مستقيم لا يشبه بأي حال منحنى شواد الجاذبية المقيسة، في حين يظهر تشابه أفضل بين متعدد الحدود من الدرجة الثالثة و Shawad الجاذبية المقيسة.



الشكل (5-29): التوجيه الإقليمي معطى بشكل متعدد حدود مصقول بطريقة مربع الخطأ الأصغرى بالتطابق مع منحنى الجاذبية المقيسة.

(Lowrie, 2007) بحسب لوري

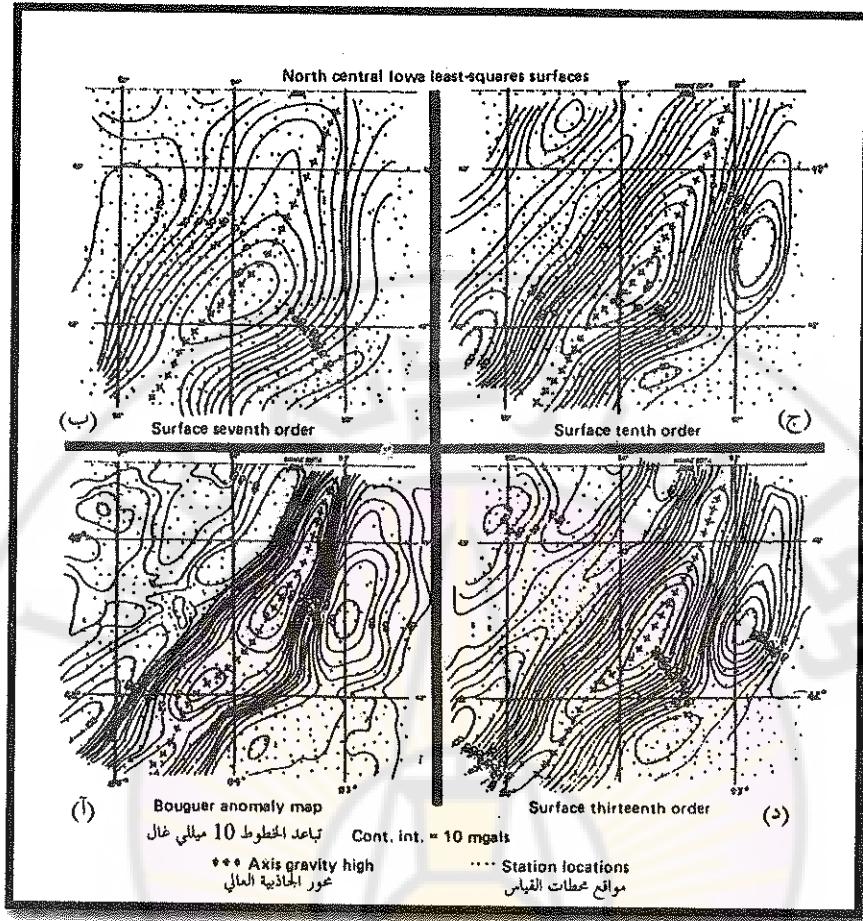
يمكن تطبيق مطابقة متعدد الحدود على خريطة الجاذبية، بفرض أن شواد الجاذبية ممثلة بشكل سطح مصقول ($\Delta g(x,y)$) وهو متعدد حدود منخفض المرتبة لإحداثيات أفقية x و y . وفي الحالة الأبسط يعبر عن شواد الجاذبية الإقليمية بوصفها متعدد حدود من المرتبة الأولى، أي

مستوي. وللتعبير عن تدرج الجاذبية هناك حاجة إلى متعدد حدود من مرتبة أعلى. ومثال لذلك يمكن كتابة الجاذبية الإقليمية من المرتبة الثانية على الشكل الآتي:

$$\Delta g(x, y) = \Delta g_0 + \Delta g_{x1}x + \Delta g_{y1}y + \Delta g_{x2}x^2 + \Delta g_{y2}y^2 + \Delta g_{xy}xy \quad (5-51)$$

وكما في حالة المنحنى تحدد قيم المعاملات Δg_{x1} و Δg_{y1} بطريقة مربع الخطأ الأصغرى. وتحسب الشواذ المتبقية نقطة نقطة بطرح القيمة الإقليمية من المعطيات الأصلية.

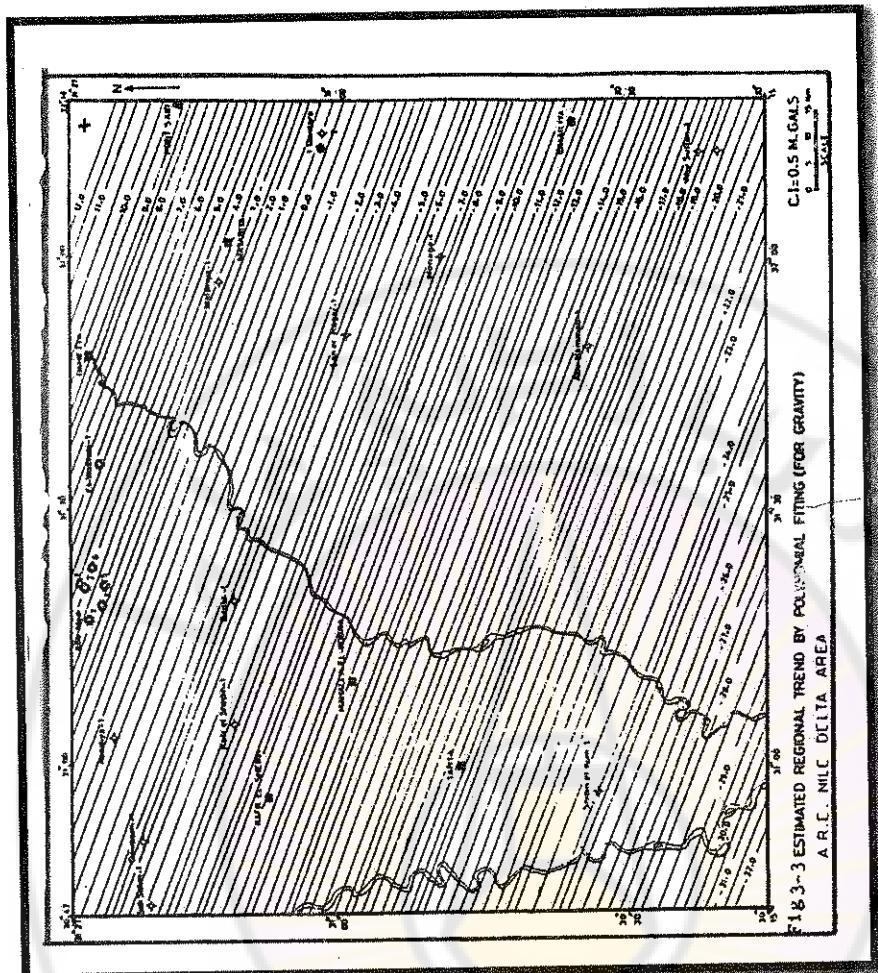
طبق كونز وأخرون، (Coons, et al. 1967)، هذه الطريقة لدراسة شواذ خطية كبيرة جداً تمتذ مئات من الأميال في ولايتي أيووا ومينيسوتا الأمريكيةين، وبحسبوا الشواذ المتبقية الناتجة عن مطابقة الجاذبية المقيسة مع متعدد الحدود من مراتب عالية حتى المرتبة الثالثة عشرة. يعطي الشكل (5-30) الخرائط الناتجة عن الدراسة ويلحظ ازدياد التشابه بين السطح متعدد الحدود وخريطة شواذ بوجير بازدياد مرتبة متعدد الحدود. لقد أظهرت خريطة الشواذ المتبقية المحسوبة من متعدد الحدود للمرتبة الثالثة عشرة عدداً من المعالم المختلفة التي لها أهمية جيولوجية كان من الصعب تمييزها على خرائط الشواذ المتبقية المحسوبة من متعدد حدد أقل مرتبة.



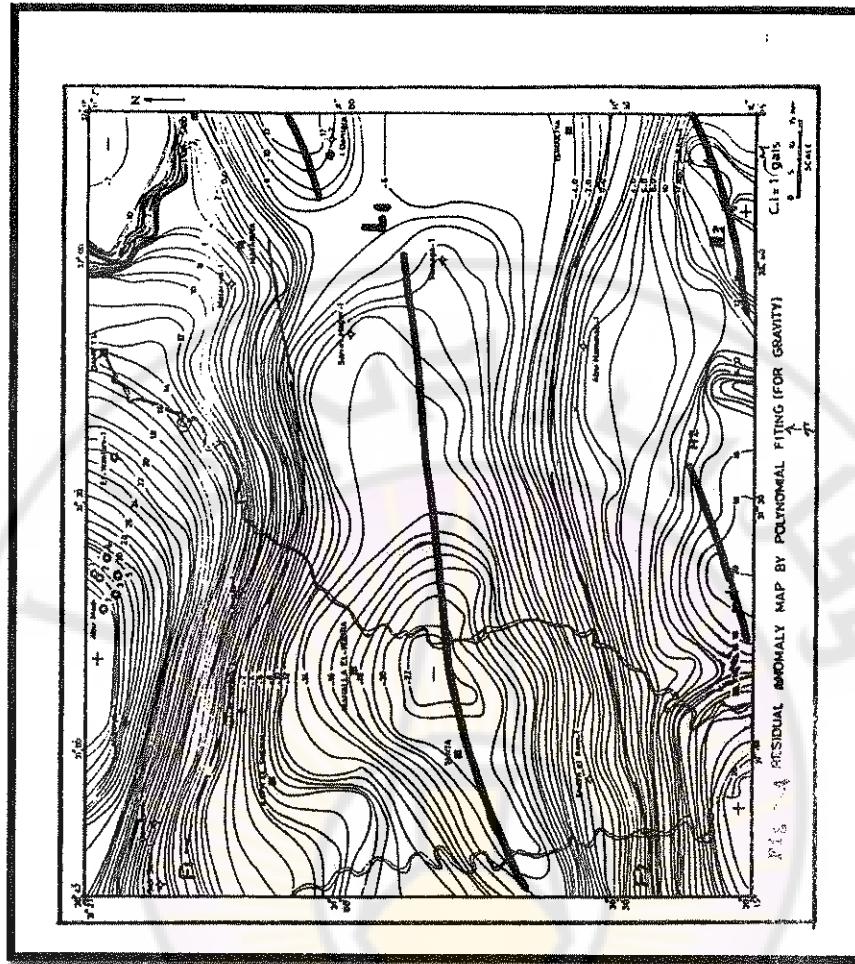
الشكل (5-30): شواد بوجير (الشكل-آ) في ولايتي آيوا ومينيسوتا الأمريكيةين وال Shawad الناتجة عن متعدد الحدود من المرتبة السابعة (الشكل-ب) والعشرة (الشكل-ج) والثالثة عشرة (الشكل-د).
يلحظ تحسن التشابه بين خريطة شواد بوجير وخريطة متعدد الحدود مع ازدياد المرتبة.

(بحسب كونز وأخرين 1967)

حسب الموصلي التوجه الإقليمي وفق طريقة مطابقة متعدد الحدود (الشكل 5-31) ثم طبق معادلة عبدالرحمن وأخرين (Abdelrahman et al., 1985) لطريقة مربع الخطأ الأصغرى على قياسات الجاذبية لحساب الشواد المتبقية (الشكل 5-32) لمنطقة شمال شرقي مصر.



الشكل (31-5): خريطة التوجه الإقليمي المقدر وفق طريقة مطابقة متعدد الحدود.
بحسب المصلي (El-Mosselly, 1987)



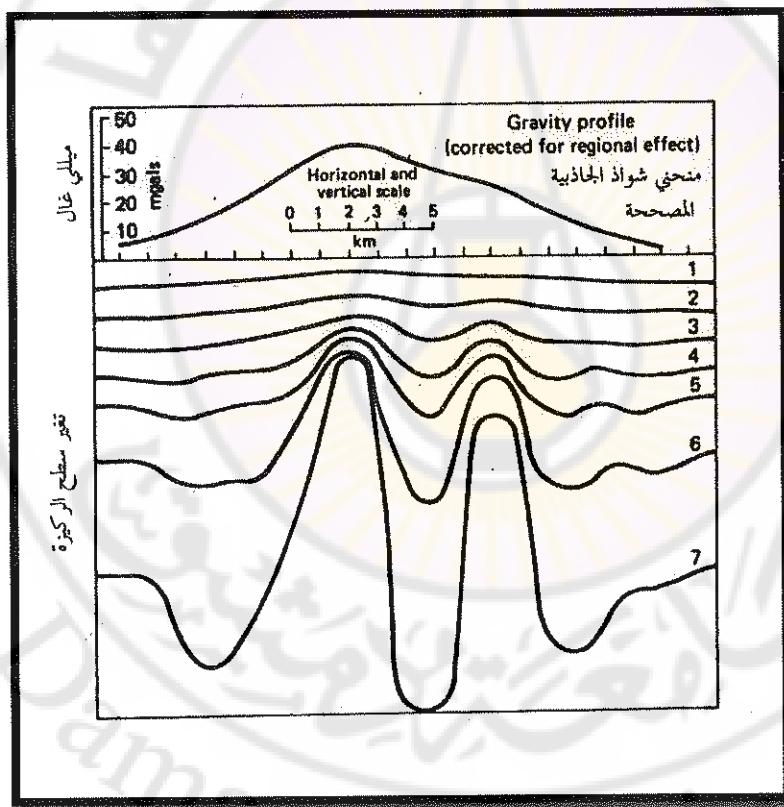
الشكل (5-32): خريطة شواد الجاذبية المتبقية بمطابقة متعدد الحدود.
 (بحسب الموصلي، 1987)

5-5 - تفسير المعطيات:

تهدف دراسة الجاذبية الكيفية أو الاستطلاعية إلى الحصول على معلومات جيولوجية عن التراكيب تحت السطحية مثل المعالم البنوية الكبرى والتغيرات الواسعة بالكتافة واتجاه هذه التغيرات التي قد يكون مصدرها تغير طبيعة الرسوبيات أو صخور الركيزة البلورية.

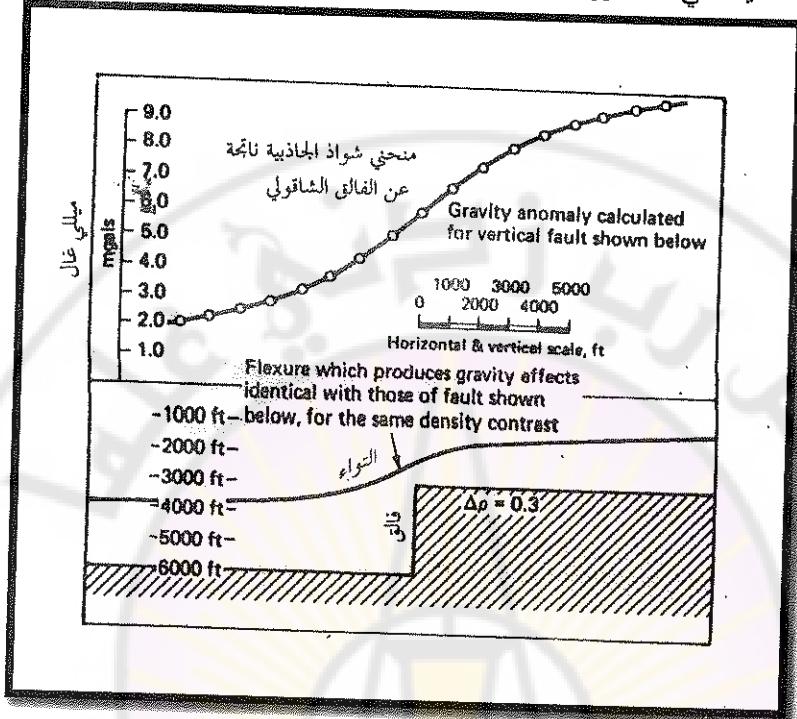
أما دراسة الجاذبية الكمية فتهدف إلى معرفة كثافة الصخور المحلية وأبعاد هذه الصخور ومحاولة تفسير وجودها وإمكانية الاستفادة منها اقتصادياً كما في دراسة القبب الملحية وارتباطها بالكامن النفطي أو الغازية أو المكامن الفلزية المفيدة.

المشكلة الرئيسية التي تعاني منها هذه الدراسة هي ما يطلق عليه "تعددية الحلول"، إذ يعطي جسم محدد بدقة وتبين كثافة عن الوسط المحيط شواد جاذبية وحيدة أما العكس فغير صحيح لأن شواد الجاذبية المقيسة قد تنتج عن عدد كبير جداً من الأجسام مختلفة الأبعاد والأوضاع الجيولوجية، كما يبدو من الشكل (33-5) الذي يعطي شواد جاذبية محددة (الشكل العلوي) وعدداً كبيراً من تركيب صخور الركيزة البلورية (سبعة تركيب مختلف في الجزء السفلي من الشكل).



الشكل (5-33): شواد جاذبية محددة وحلول متعددة لتركيب الركيزة التي تسبب الشواد نفسها.
(بحسب سكيلز Skeels, 1947)

في حين يظهر الشكل (34-5) شواد جاذبية محددة ناتجة عن فالق عميق أو التواه ضحل ميله خفيف في الصخور الواقعة فوق الفالق.



الشكل (34-5): شواد جاذبية محددة ناتجة عن فالق عميق أو التواه في الصخور.
(بحسب سكيلز 1947)

هناك طريقتان لتفسير معطيات الجاذبية:

- طريقة مباشرة تعتمد تحديد التوزع المحتمل لكتلة بطريقة مباشرة.
- طريقة غير مباشرة تعتمد فرض نماذج عدة تتضمن لكل المتغيرات المعلومة، ثم حساب التأثير الجاذبي لكل منها، ومقارنتها بالتأثير الجاذبي المقيس، ثم يختار أفضل نموذج للتوزع تحت السطحي.

١-٥-٥ - الطريقة المباشرة:

تقتصر هذه الطريقة على الحالة الlassima التي يكون الجسم فيها محصوراً في مستوى أفقى رقيق بالنسبة إلى ابعاد الجاذبية بحيث يمكن تسميتها ثالثي الأبعاد، مثل طبقة رقيقة من المتربرات المختلفة عن جفاف بحيرة ملحية أو دسيسة بيئية بركانية يوجد بينها وبين الوسط المحيط تباين بالكتافة.

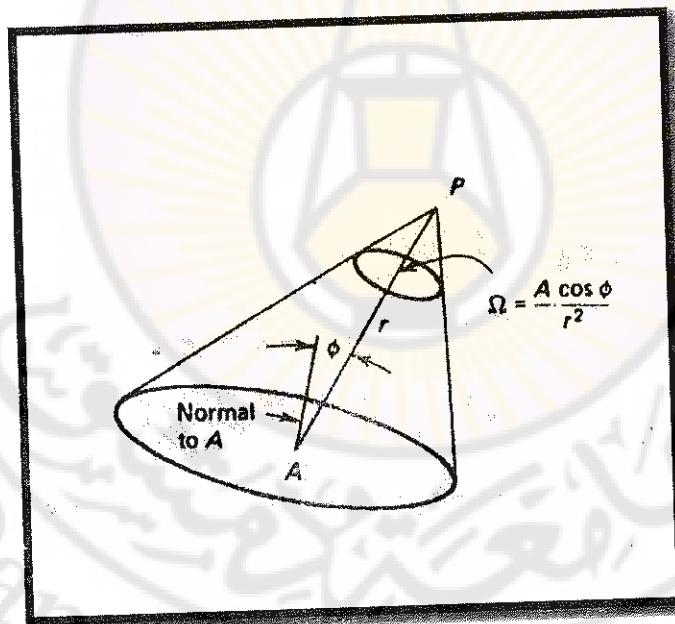
لإيضاح الفكرة تستخدم المعادلة (2-28) الآتية التي تعطي التأثير الجاذبي لشريحة أفقية رقيقة في نقطة P على سطح الأرض:

$$g_z = G\sigma(x, y). \Omega \quad (5-52)$$

حيث: $\sigma(x, y)$ التباين الكثافي وهوتابع للموقع على الشريحة.

Ω الزاوية المحسنة التي تحيط بالشريحة (الشكل 5-35).

لو اقتربت P كثيراً من السطح كما في الشكل بحيث أن جزءاً صغيراً مساحته dA صغير بما يكفي لعد كثافته منتظمة، يحصر زاوية تقارب من 2π عندما تقترب P من سطح الشريحة.



الشكل (5-35): الزاوية المحسنة التي تحصر عنصر سطح مساحته A.

يمكن كتابة المعادلة السابقة في هذه الحالة الاسيمما على الشكل الآتي:

$$g_z(x,y) = 2\pi G \sigma(x,y) \quad (5-53)$$

يبدو من المعادلة (5-53) أن الجاذبية متناسبة مع الكثافة عندما يجرى القياس على الشريحة نفسها. ولما كان من المستحيل قياس الجاذبية على سطح الشريحة المطمور، فيجرى هذا القياس رياضياً باستخدام طريقة التابع نحو الأسفل للمعطيات الموجودة على السطح.

تعطي هذه الطريقة توزعاً وحيداً للكثافة تحت السطحية في حال عدم وجود شواد في كثافة المواد المحصورة بين سطح الأرض والشريحة الأفقية. يمكن إذن تطبيق هذه الطريقة المباشرة لتحديد التوزع الكثولي لأجسام أفقية رقيقة، ولا يشكل تحديد العمق في هذه الطريقة أية مشكلة، إذ يحسب التأثير الجاذبي على أعمق مختلفة من السطح باتجاه سطح مصدر الشواد نفسه، ويلاحظ أن الشواد ترداد حدة كلما اقترب من سطح المصدر إلى أن تصبح أعظمية على السطح نفسه وتتذبذب هذه الشواد على أعمق أكبر من سطح المصدر.

لقد استخدمت طريقة التابع نحو الأسفل سترجان باختصار فيما يأتي، تعتمد الأولى تحليل فورييه، وتعتمد الثانية حساب المشتقات الشاقولية بالطريقة الشبكية.

5-1-5-1 - طريقة تحليل فورييه :Fourier Analysis

يمكن تحليل شواد الجاذبية بواسطة تقانة طورت لتحري السلسل الزمنية time series فبدلاً من التغير مع الزمن - كما تفعل الإشارة السيزمية seismic signal في مقاييس الهزات seismometer - تتغير شواد الجاذبية $(x) \Delta g$ مع المكان x على طول المسار. فمن أجل التوزع الفراغي spatial distribution يكون الرقم الموجي wave number $k = 2\pi/\lambda$ هو نظير التردد frequency في السلسل الزمنية. إذا أمكن الفرض بأن تغيره دوري، يمكن التعبير عن التابع $\Delta g(x)$ كمجموع لسلسلة من الحركات التوافقية المتقطعة discrete harmonics. وكل حركة توافقية هيتابع جيبي sine أو تجيبي cosine.

هي متعدد للعدد الموجي الأساسي. يدعى التعبير $\Delta g(x)$ سلسلة فورييه Fourier series إن تحليل شواد معقدة (أو سلسلة زمنية) إلى متغيرات دورية أبسط بأطوال موجية مختلفة.

يدعى تحليل فورييه، وهو طريقة قوية لحل المركبات المهمة للإشارة الأصلية.

يمكن التعبير عن تغير ثانوي بعد لشواد جاذبية على خريطة بطريقة أبسط بمساعدة سلسلة فورييه المزدوجة double Fourier series، كما في حالة بعد الواحد الأبسط لشواد

جاذبية على مسار، يكون التعبير عن شوادجاذبية بسلسلة فورييه المزدوجة مماثلاً لجمع توابع جاذبية وزونية weighted sinusoidal functions (الشكل 5-36)، وكل تمواج موزون بناء على أهميته $\Delta g(x-y)$.

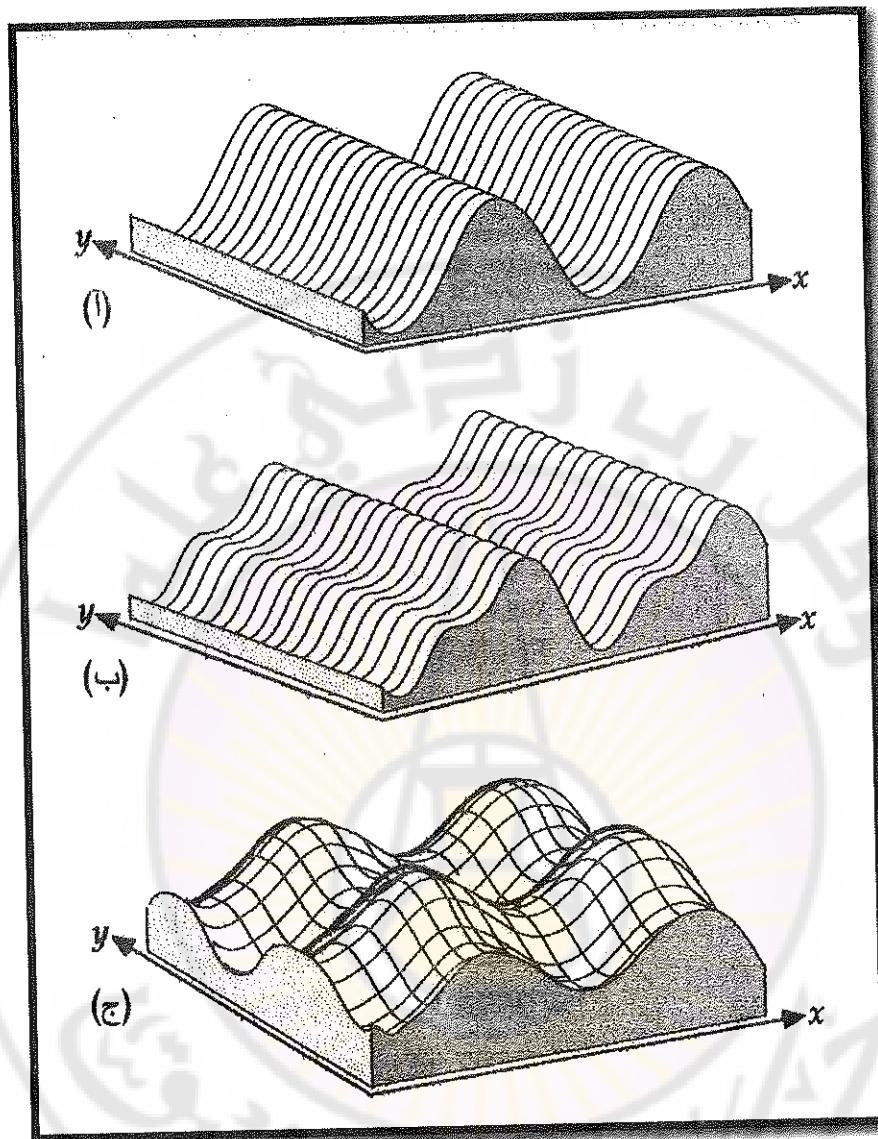
يمكن تحليل تغير ثانوي البعد لشوادجاذبية على خريطة بمساعدة سلسلة فورييه المزدوجة. في هذه الحالة تكون شوادجاذبية تابعة للإحداثيات x و y ويمكن كتابتها:

$$\Delta g(x, y) = \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^M a_{nm} C_n C_m + b_{nm} C_n S_m + c_{nm} S_n C_m + d_{nm} S_n S_m \quad (5-54)$$

حيث:

$$\begin{aligned} C_n &= \cos\left(2n\pi \frac{x}{\lambda_x}\right) \\ S_n &= \sin\left(2n\pi \frac{x}{\lambda_x}\right) \\ C_m &= \cos\left(2m\pi \frac{y}{\lambda_y}\right) \\ S_m &= \sin\left(2m\pi \frac{y}{\lambda_y}\right) \end{aligned}$$

في هذه العلاقات تعبر أطوال الأمواج الأساسية λ_x و λ_y عن امتداد الشوادجاذبية بالاتجاهين x و y على الترتيب. واشتقاق المعاملات a_{nm} , b_{nm} , C_{nm} , d_{nm} مشابه من ناحية المبدأ لحالة البعد الواحد، ويستند إلى تعامد الحدود الجاذبية والتجاذبية، ويمكن التعبير عن جداء حدين جاذبيين، أو حدين تجاذبيين أو حد جاذبي واحد تجاذبي بأنه مجموع أو فرق لتتابع أخرى لجاذب أو تجاذب. وكما يتوقع فإن تحليل سلسلة فورييه المزدوجة أكثر تعقيداً مما في حالة أحادي البعد، لكنها تنتج نتائج تميز التغيرات ثنائية البعد لشوادجاذبية الإقليمية.



الشكل (5-36): تعبير لنغير ثانى البعد لشواذ الجاذبية باستخدام سلسلة فورييه المزدوجة، حيث: آ- تموج وحيد باتجاه المحور x ، ب- تموجين باتجاه المحور x ، ج- تراكب لتموج وحيد باتجاه المحور x والمحور y .

(بحسب لوري 2007)

: Taylor's-series method
 يمكن متابعة الحقل الجاذبي المأخوذ على سطح الأرض بالصيغة $g_z(x,y,0)$ إلى أي عمق يوسعه فك التتابع بحسب متتالية تيلور. يعطى الحقل على عمق h بالصيغة $g_z(x,y,h)$ ويعبر عنه باستخدام هذه المتتالية على الشكل الآتي:

$$g_z(x,y,h) = g_z(x,y,0) + \frac{\partial g_z}{\partial z}(x,y,0)h + \frac{\partial^2 g_z}{\partial z^2}(x,y,0)\frac{h^2}{2} + \dots \quad (5-55)$$

تستند المشتقات عالية المرتبة التي يجب استخدامها إلى المسافة الشبكية لنقاط القياس وإلى الدقة المطلوبة، ولهذا يستخدم المشتق الأول والمشتق الثاني، وكثيراً ما يكتفى بالمشتق الأول.

لقد شرحت سابقاً طرائق حساب المشتق الثاني. واقتصر إفرين Evjen طريقة مشابهة لحساب المشتق الأول، بحيث تؤخذ المتوسطات على حلقات دائيرية ذات أنصاف قطر مختلفة r_1, r_2, r_3 وقيم المتوسطات على الحلقات الدائرية هي g_{z1}, g_{z2}, g_{z3} واعتبرت g_{z0} القيمة في مركز الدائرة. يكون المشتق الأول في المركز ذي الاعدادات $(0,0,0)$ قريباً من القيمة الآتية:

$$\frac{\partial g_z}{\partial z}(0,0,0) = \frac{\overline{g_{z0}}}{2r_1} + \frac{\overline{g_{z1}}}{2r_2} + \frac{\overline{g_{z2}}}{2r_3} + \dots \quad (5-56)$$

من الواضح أن التأثير الجاذبي يتناقص كلما ازداد نصف قطر الحلقة. عندأخذ شبكة مربعة ذات مسافة شبکية S تصبح أنصاف الأقطار $S\sqrt{2}, S\sqrt{5}$ ، كما في حالة المشتق الثاني.

يمكن إنجاز العملية بكتابة برنامج للحاسوب الإلكتروني، ثم يبحسب التتابع إلى أعماق متزايدة، ويوقف الحساب عندما تبدأ القيم بالتبذبذب ويؤخذ العمق الأخير قبل بدء التبذبذ على أنه العمق إلى السطح العلوي للجسم.

5-5-2- الطريقة غير المباشرة:

تطبق الطريقة غير المباشرة نتيجة ضيق مجال تطبيق الطريقة المباشرة. وتدعى هذه الطريقة طريقة التجريب والخطأ Trial and error method أو الطريقة التكرارية Iterative

procedure، يفرض نموذج للجسم تحت السطحي الذي يسبب الشواد الجاذبي ثم يبحسب تأثيره الجاذبي على السطح ويقارن التأثير المحسوب بالتأثير الجاذبي المقيس، فإذا كان الفرق بين التأثيرين كبيراً تغير بعض متاحولات الجسم، أي أبعاده الهندسية أو كثافته، ويمكن تكرار العملية إلى أن يصبح الفرق بين التأثيرين مقبولاً. يوضع النموذج بناء على المعلومات الجيولوجية السطحية أو الجيوفيزائية أو البرتية، فمثلاً:

يفترض تدرج الجاذبية الحاد باتجاه ما على أنه ناتج عن فالق شاقولي، إذا أيدت المعلومات المتوفرة الأخرى هذا الفرض. فالمتاحولات في هذه الحالة هي عمق الطبقات متباينة الكثافة ورميمية الفالق وتباين الكثافة، وتغير بعض هذه المتاحولات أو كلها إلى أن يصبح الفرق بين الجاذبية المقيسة والجاذبية المحسوبة أصغرياً، ومن ثم عد التركيب تحت السطحي ووضع الفالق هو السائد.

تحسب الجاذبية بهذه الطريقة إما بطريقة تحليلية وإما بطريقة تخطيطية، وفيما يأتي شرح للطريقتين.

5-5-1-1- الطريقة التحليلية:

تعتمد الطريقة التحليلية على تفريغ الأجسام الجيولوجية المسيبة لشواد الجاذبية إلى أجسام منتظمة الشكل، بحيث يمكن حساب تأثيرها الجاذبي بحسب المعادلات التي رأيناها في الفصل الثاني. يمكن استخدام معادلة جسم هندسي وحيد أو معادلات لأجسام هندسية متعددة بحيث يتشكل جسم مركب.

1- حالة الأجسام البسيطة:

ومثلاً لذلك يمكن عد قبة ملحة وكأنها كرة أو أسطوانة شاقولية ذات أبعاد محددة، وبمقارنة التأثير الجاذبي المحسوب بالتأثير المقيس يختار أفضل توافق بينهما بتغيير المتاحولات التي يعد العمق إلى السطح العلوي z أحدها. إذا أخذت مثلاً - جاذبية الأسطوانة الأفقية الواردة في المعادلة (2-13) الآتية:

$$g_z = 2\pi G R^2 \rho \frac{1}{z(1 + \frac{x^2}{z^2})} \text{ mGal} \quad (5-57)$$

تكون g_z أعظمية أي فوق المركز السطحي للجسم أي عندما $x=0$, ويعرف التعبير نصف عرض الشواد $x_{1/2}$ half-width anomaly بأنه المسافة الفاصلة بين المحور y ومنحنى الشواد عندما $g_z = \frac{1}{2} g_{z,max}$ (الشكل 5-37)، وبالتالي في المعادلة السابقة نجد:

$$g_{z,max} = 12.77 \rho \cdot \frac{R^2}{z} \quad (5-58)$$

وبقسمة المعادلة (5-57) على المعادلة (5-58) بعد تبديل x في المعادلة (57-5)

بقيمتها $x_{1/2}$, نجد ما يأتي:

$$\frac{g_{z,max}}{g_z} = 2 = \frac{12.77 \rho \cdot \frac{R^2}{z}}{12.77 \rho \cdot \frac{R^2}{z} \left(1 + \frac{x_{1/2}^2}{z^2}\right)^{-1}} \quad (5-59)$$

$$2 = 1 + \left(\frac{x_{1/2}}{z}\right) \quad \text{ومنه}$$

$$x_{1/2} = z \quad (5-60)$$

أي:

أي إن العمق من مرتبة نصف عرض الشواد عند قياسه عمودياً على محور الأسطوانة، ويمكن حساب نصف قطر الأسطوانة من قيمة $g_{z,max}$ و z باستخدام المعادلة (5-58) كما يأتي:

$$R = \sqrt{\frac{z \cdot g_{z,max}}{2\pi G\rho}} \quad (5-61)$$

حسب نصف عرض الشواد لجسم كروي كما يأتي:

$$x_{1/2} = \frac{z}{1.305} \quad (5-62)$$

نظراً إلى أهمية التدرج الجاذبي gravity gradient في توضيح الغموض حول عمق الجسم الجاذبي وموقع حواقه وميولها، يقدم فيما يأتي كيفية تقدير عمق مركز طبقة رقيقة مضروبة بفالق شاقولي من تدرج شواد الجاذبية في نقطة التدرج الأعظمي. بالعودة إلى المعادلة (24-2) التي تعطي التأثير الجاذبي فوق شريحة رقيقة أفقية ومضروبة بفالق وسماكتها t وعمق المستوى المركزي فيها z ، أي العلاقة الآتية:

$$g_z = 2G\rho t \left(\frac{\pi}{2} - \tanh^{-1} \frac{x}{z} \right) \quad (5-62)$$

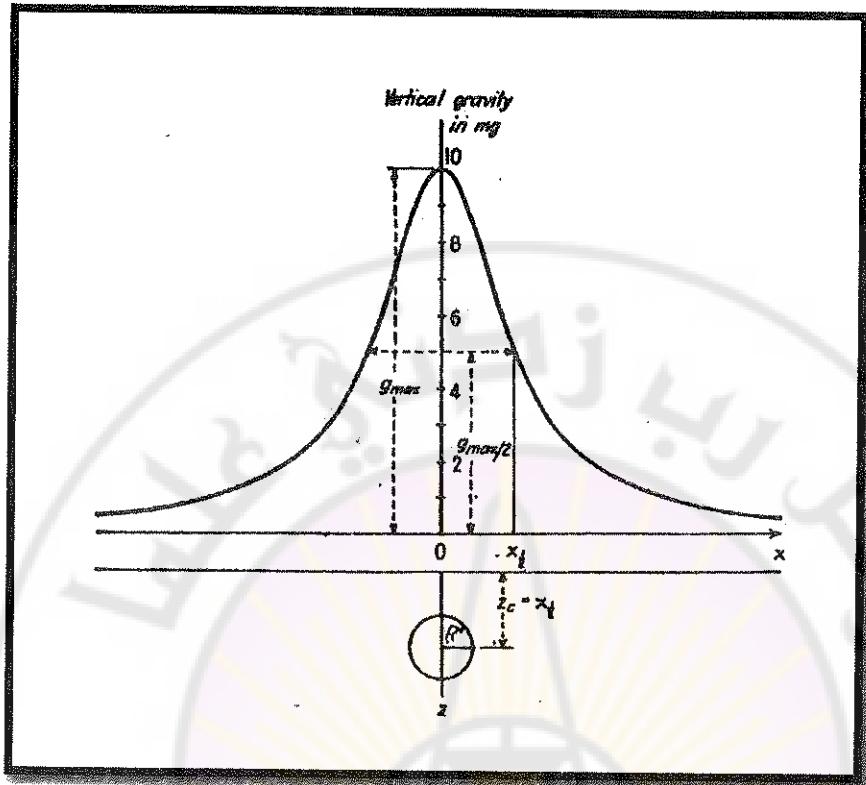
عندما تكون المسافة بآلاف الأقدام، وباعتبار التدرج هو مشتق g_z بالنسبة إلى x ، نجد:

$$\frac{dg_z}{dx} = 12.77\rho \cdot \frac{t}{\pi} \cdot \frac{1}{z} \cdot \frac{1}{1 + (\frac{x}{z})^2} \quad (5-63)$$

وعندما $x=0$ أي فوق صفة الفالق يصبح التدرج كما يأتي:

$$\frac{dg_z}{dx} = \frac{12.77 \cdot \rho \cdot t}{\pi \cdot z} \quad (5-64)$$

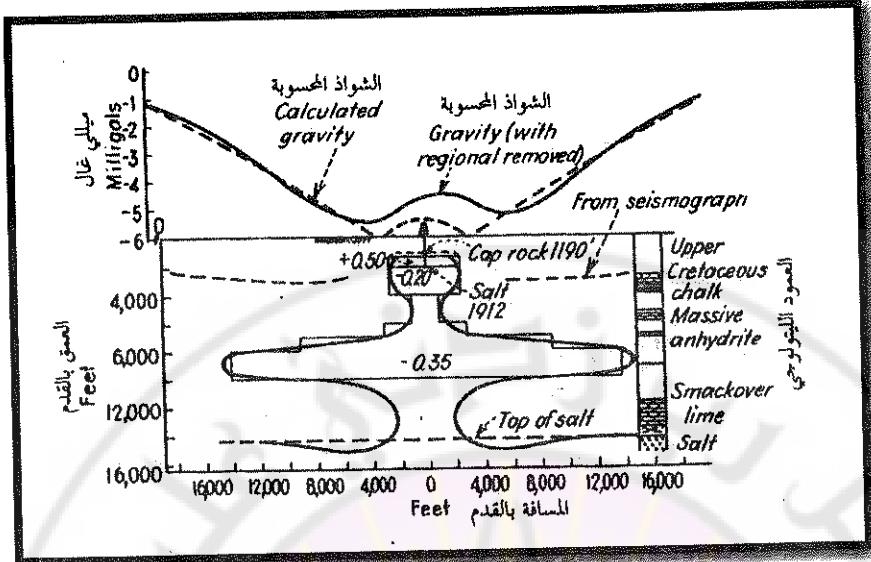
يرسم منحنى لتغير g_z مع المسافة x باتجاه معامد لخطوط تساوي الجاذبية المحددة للمنحنى الفالقي ثم يرسم المماس لمنحنى الجاذبية يمر بنقطة التدرج الأعظمي ويكون ميله هو المقدار $\frac{dg_z}{dx}$.



الشكل (5-37): تحديد العمق من نصف عرض الشواد الجاذبي لأسطوانة أفقية.

2- حالة الأجسام المركبة:

في حالة الأجسام المركبة غير منتظمة الشكل يمكن تطبيق عدد من الأجسام منتظمة الشكل ذات الأبعاد المختلفة، بحيث يحصل على أكبر توافق بين الشواد المحسوبة والشواد المقيسة كما في الشكل (38-5) الذي وضعه نيتليتون (Nettleton, 1943) للحصول على أفضل توافق للشواد المحسوبة مع الشواد المقيسة فوق قبة مدنن الملحة Minden salt-dome في ولاية لويزيانا الأمريكية. لقد استخدم نيتليتون أسطوانات بسمكارات مختلفة وأقطار مختلفة لتركيب الجسم الظاهر في الشكل. وسهل التفسير بالمعرفة المسبقة من الحفر لعمق الطبقة الملحة السفلية.



الشكل (38-5): نموذج نظري لقبة مندن الملحية يبين شكل القبة و منحنى شواد الجاذبية المحسوبة والمقيسة.

(بحسب نيلتون 1943)

2-2-5-2- الطريقة التخطيطية:

1- استخدام المُعيرة : Graticula

المُعيرة هي صفيحة بلاستيكية مرسومة عليها شكل مروحي ينطلق من المركز (الشكل 39-5)، تستخدم لإجراء تكامل عددي لمقاطع عرضية لأجسام ثنائية الأبعاد، مثل أسطوانة أفقية لامتناهية الطول أو موشور لامتناهية الطول معادم للصفحة، تتكون من خلايا صغيرة بأشكال ومساحات متغيرة، تغطي كل منها مساحة معروفة في المقطع العرضي للجسم، ويعرف ما تقدمه كل خلية منها للتأثير الجاذبي في نقطة القياس.

توضع المُعيرة على مقطع عرضي للجسم (بنفس مقياس المُعيرة) مطلوب حساب تأثيره الجاذبي في نقطة O، ويوضع مركز المُعيرة على نقطة O. يعطى التأثير الجاذبي لكل خلية في نقطة O (الشكل 5-40) بالمعادلة الآتية:

$$g_z = 2G \cdot \rho \int_{\theta_1}^{\theta_2} \int_{z_1}^{z_2} \frac{r \cdot d\theta \cdot dz}{r} \quad (5-65)$$

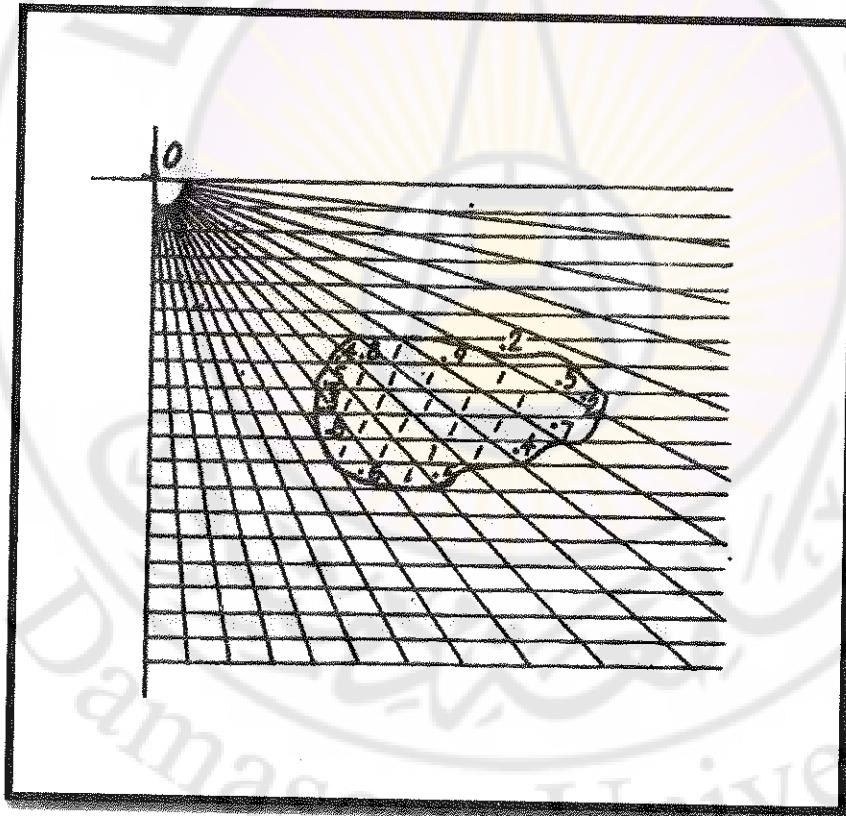
$$g_z = 2G \cdot \rho \int_{\theta_1}^{\theta_2} \int_{z_1}^{z_2} d\theta \cdot dz$$

$$g_z = 2G \cdot \rho \cdot (\theta_2 - \theta_1) \cdot (z_2 - z_1) \quad (5-66)$$

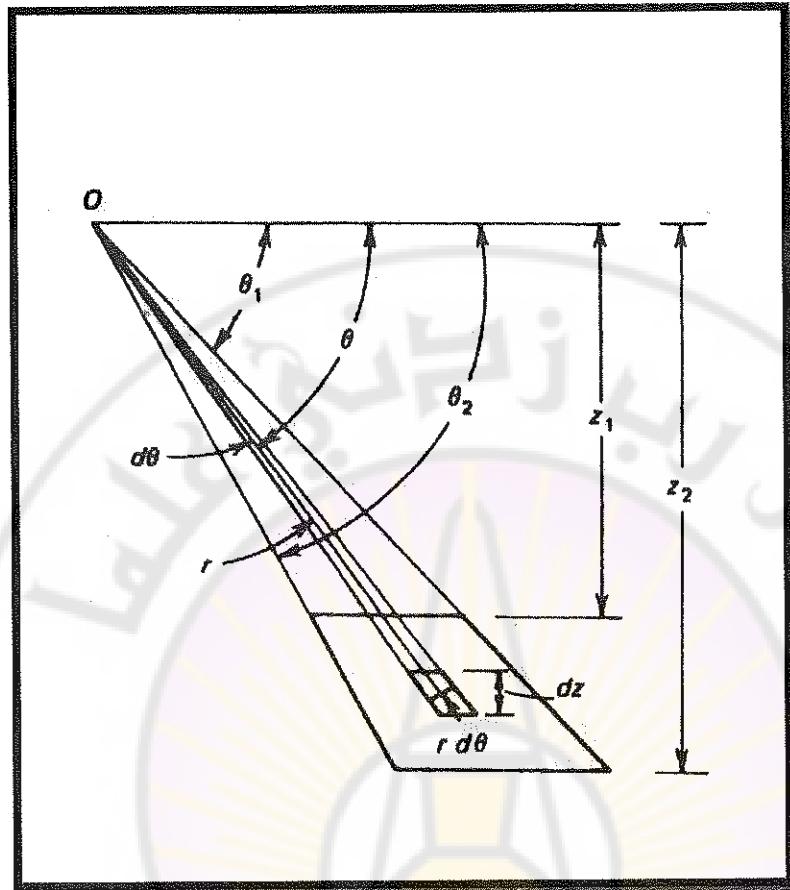
فإذا كانت المسافة الزاوية بين الخطوط الشعاعية متساوية والمسافة الشاقولية بين الخطوط الأفقية متساوية يكون التأثير الجاذبي لكل خلية واحداً في نقطة القياس. فإذا عرفت المسافة الزاوية والمسافة الشاقولية يمكن بسهولة معرفة ثابت التدرج لكل خلية، مثلاً:

$$\text{إذا كانت } z_2 - z_1 = 500 \text{ ft} \quad \theta_2 - \theta_1 = 5.7^\circ \quad \text{و}$$

يصبح التأثير الجاذبي لكل خلية 0.02202 mGal، ويقدر التأثير الجاذبي لجزء الخلية بحسب مساحته ثم يضاف إلى التأثير الكلي، كما يظهر في الشكل (5-39) ضمن كل خلية.



الشكل (5-39): المُغيرة فوق مقطع عرضي لجسم يمتد بشكل معامد للصفحة.



الشكل (5-40): حساب التأثير الجاذبي للخلية الواحدة في نقطة القياس O.

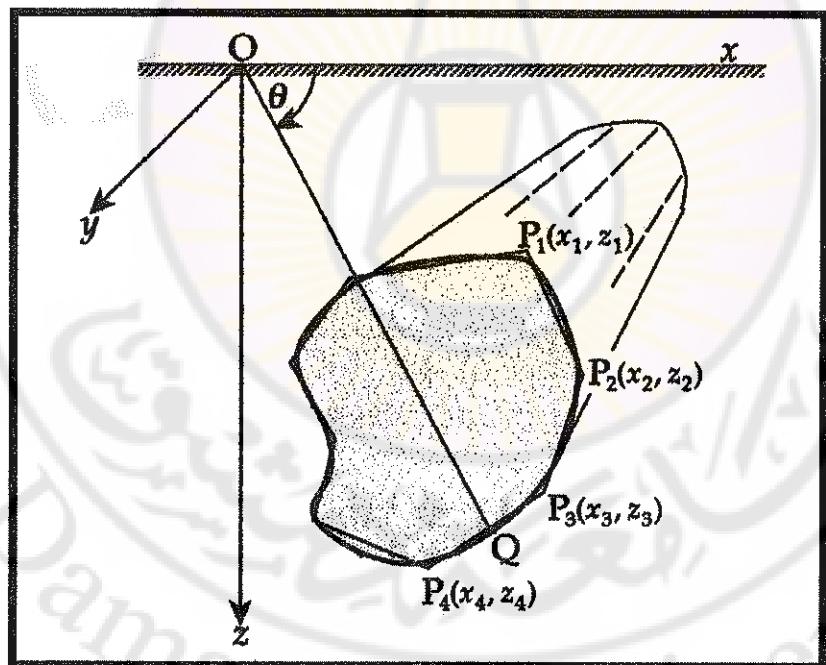
2- استخدام الحاسوب:

أ- حالة جسم ثانوي الأبعاد :two-dimentional body

يفرض الجسم الجاذبي ثنائي الأبعاد بشكل موشور لانهائي الطول يمتد باتجاه اتجاه التركيب الجيولوجي، أي باتجاه المحور y. يعامل هذا المنشور وكأن شكل مقطعيه العرضي مؤلف من عدد لانهائي من القصبيان أو عناصر خطية موازية لاتجاه التركيب، وكل قصبيب من هذه القصبيان له تأثير جاذبي في المركز O (الشكل 5-41)، وتحسب شواز الجاذبية في المركز O بالجمع الرياضي لتأثير العدد الكامل للقصبيان، وهذا هو تكامل على سطح المقطع العرضي للجسم. يمكن وضع الشكل النهائي لشواز الجاذبية كما يأتي:

$$\Delta g_z = 2G\Delta\rho \phi z d\theta \quad (5-67)$$

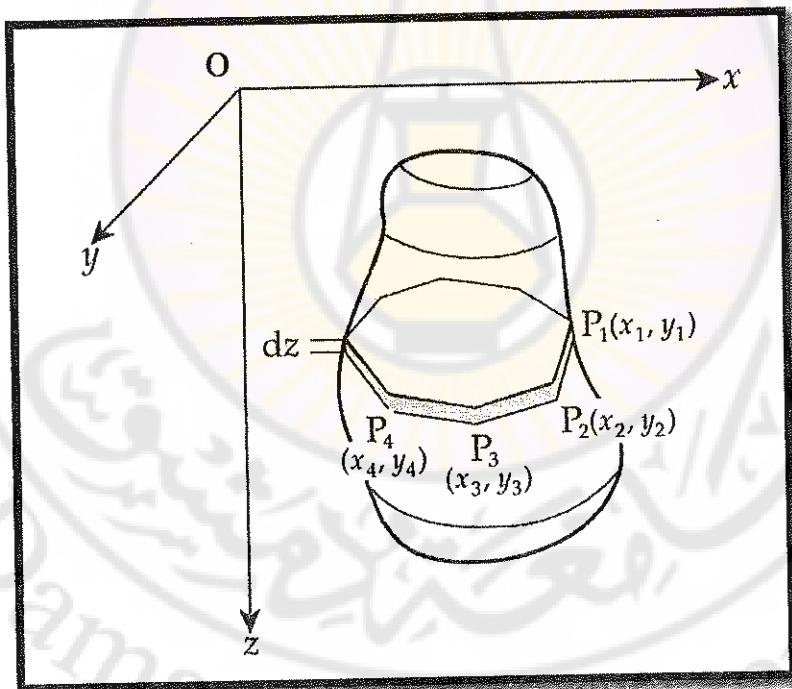
حيث θ هي الزاوية بين المحور x والمستقيم الواصل بين المركز O ونهاية أي من القصبان على المقطع العرضي للموشور، نقطة Q (الشكل 5-41)، ويجرى التكامل على محيط المقطع العرضي. عند استخدام الحاسوب يمثل المقطع العرضي بشكل متعدد الأضلاع وتدخل إحداثيات زوايا هذا المتعدد الأضلاع. بالإضافة إلى التباين بالكتافة تتركز الاهتمامية على إحداثيات زوايا متعدد الأضلاع (x,y) . وينتقل من زاوية إلى زاوية، وبالتالي يكون التأثير الجاذبي قد يحسب في المركز. يكرر الحساب لنقاط مختلفة على طول المحور x بحيث يحصل التأثير الجاذبي على طول المسار بالاتجاه x ، أي يحصل منحنى الشواد الجاذبي. بعد ذلك يقارن المنحنى المحسوب مع المنحنى المقيس ويحصل الفرق بين المنحنيين ويكرر الحساب إلى أن يكون الفرق أصغرًا.



الشكل (5-41): حساب شواد الجاذبية لجسم ثانوي الأبعاد بوساطة الحاسوب.
(بحسب لوري 2007)

بـ- حالة جسم ثلاثي الأبعاد :Three-dimentional body

تحسب شواز جاذبية جسم ثلاثي الأبعاد بطريقة مماثلة لطريقة الجسم ثنائي الأبعاد. بفرض أن الجسم الجاذبي مماثل للجسم في الشكل (5-42)، فيقسم إلى شرائح رقيقة أفقية كل منها بسماكة dz ، وتحدد حدود كل شريحة بشكل متعدد الأضلاع كما في الشكل (5-42). وتحدد إحداثيات زوايا المضلعل ($P_n(x_n, y_n)$ حيث n متغيرة بحسب شكل الشريحة. بحسب التأثير الجاذبي لكل شريحة على نقطة المركز O باستخدام إحداثيات الزوايا (x, y) وسماكة الشريحة dz والتبانين الكافي المفروض $\Delta\rho$. ثم يكرر الحساب لكل شريحة من أسفل الجسم إلى أعلىه وتجمع تأثيرات هذه الشرائح لحساب التأثير الجاذبي الكلي للجسم في نقطة المركز. ثم يكرر الحساب لنقاط مختلفة على طول المحور x بحيث يحسب التأثير الجاذبي على طول المسار بالاتجاه x ، أي يحسب منحنى الشواز الجاذبي. بعد ذلك يقارن المنحنى المحسوب بالمنحنى المقيس ويبحسب الفرق بين المنحنيين ويكرر الحساب إلى أن يكون الفرق أصغرياً.



الشكل (5-42): حساب شواز الجاذبية لجسم ثلاثي الأبعاد بوساطة الحاسوب.

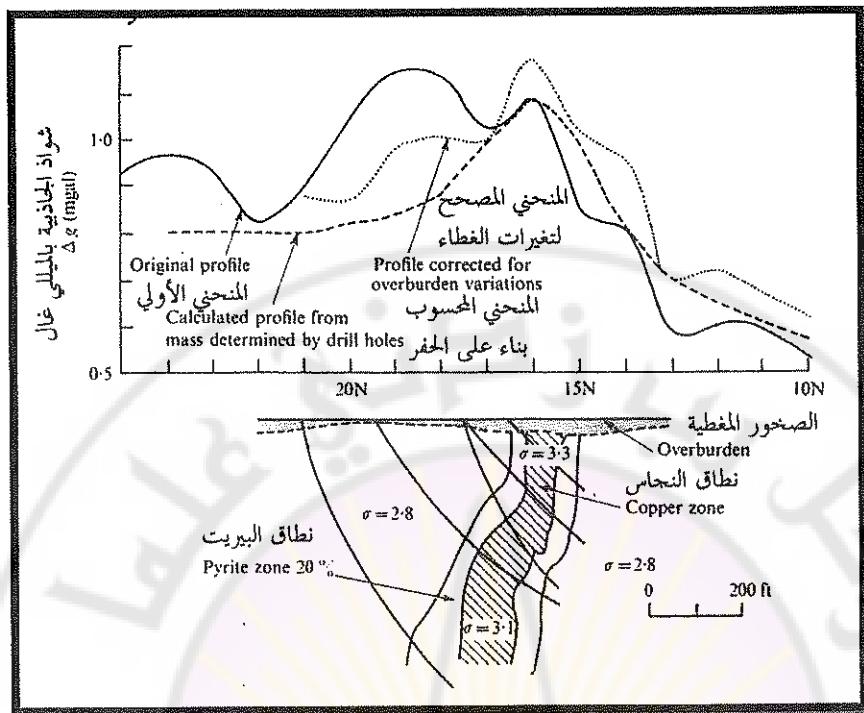
(بحسب لوري 2007)

5-6- أمثلة للمسح الجاذبي:

يُعرض في هذا الجزء من الفصل بعض الأمثلة للمسح الجاذبي، حيث تتوفر المعلومات عن العلاقة بين المعطيات الجاذبية وجيولوجية المنطقة. تشمل الأمثلة الاستكشاف الفلزى والنفطي والفالق.

5-6-1- الاستكشاف الجاذبى للخامات الفلزية:

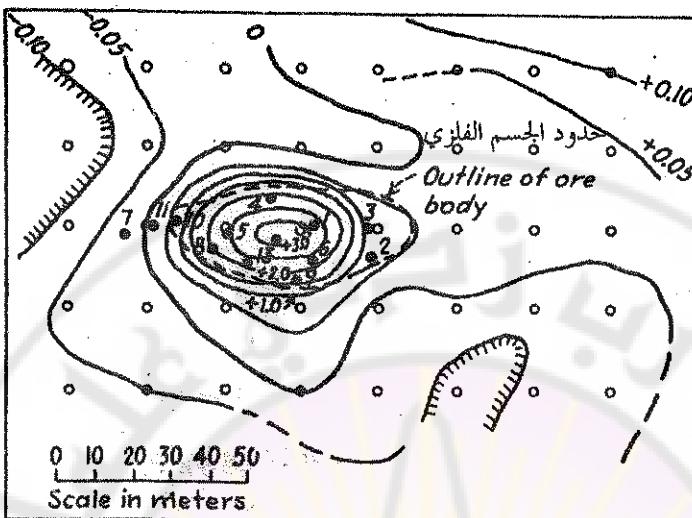
5-6-1-1- توضيعات النحاس Copper Deposits في كيوبيك بكندا:
يظهر المنحنى المرسوم (الشكل 5-43) التأثير الملحوظ لسماكه الصخور المغطية على الجاذبية فوق توضع نحاس لو فيكورت في كيوبيك بكندا. اكتشف التوضع في أثناء الحفر الذي جرى في منطقة شواد اكتشفت بطريقة تورام الكهرطيسية Turam method.
أشار المنحنى الأولي إلى شواد منخفضة مقدارها 0.15 mGal فوق الجسم الناقل وإلى شواد عريضة وعالية على بعد 250 قدمًا إلى الشمال. لم يثير هذا الانتباه في البداية إلى أن تبين بأن سماكة الرسوبيات تزداد فجأة فوق نطاق الكباريت. لذلك استخدم تباين كثافي مقداره 0.8 g/cm^3 بين الصخور المضيفة والصخور المغطية، وهذا أدى إلى إختفاء الشواد العالية في الشمال وتعززت الشواد الصغيرة إلى 0.3 mGal . وحسب منحنى ثالث بناء على قياس الكثافة في لباب العينات الصخرية التي أخذت في أثناء الحفر.
يظهر هذا المثال أهمية قياس سماكة الصخور المغطية عند دراسة الجاذبية في الاستكشاف الفلزى صغير المقياس، وخاصة في مسح توضيعات المعادن الأساسية في العروق الفلزية التي تتجاوب مع الدراسات الكهرطيسية.



الشكل (43-5): منحنيات الجاذبية فوق توضع نحاس لوفيكوت في كيوبيك بكندا.
(بحسب تلفورد وأخرين 2004)

6-1-2-5 توضيعات الكروميت Chromite deposits في كوبا:

نفذت شركة نفط الخليج (Hammer, et al., 1945) Gulf Oil Company الأمريكية في أثناء الحرب العالمية الثانية مسحاً جاذبياً لتحديد موقع خام الكروميت، الذي كثافته $\rho=3.99 \text{ g/cm}^3$ ، في مقاطعة كامااغوي Camaguey في كوبا. أخذت المسافة الشبكية 20 متراً وتم القياس بحدر شديد بحيث قدر الخطأ في أي قياس بحدود 0.016 ميللي غال. يعطي الشكل (44-5) شواد الجاذبية فوق المكمن، أخذ التباعد بين خطوط تساوي الجاذبية 0.05 ميللي غال. تشير الدوائر الصغيرة إلى مواقع محطات المسح، في حين تشير النقاط السوداء إلى مواقع الآبار المحفورة.

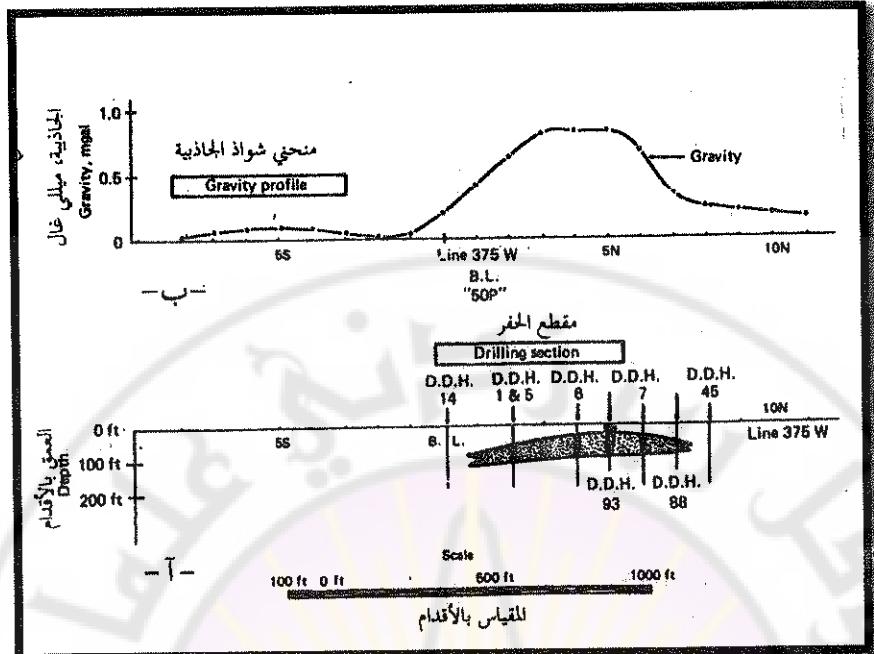


الشكل (44-5): شواد الجاذبية فوق مكمن كروميت كامااغوي في كوباء.
(بحسب هامر، et al., 1945)

3-1-6-5 توضيعات الرصاص والتولياء في Lead and Zinc deposits

ببيريميد بكندا:

نجد عدد من المسوح الجيوفيزائية في منطقة بيريميد Pyramid الواقعة في شمال-غرب كندا، فأظهر المسح بطريقة الاستقطاب التحرريضي وجود جسم معدني في موقع باين-سيونت. نجد سيجل وأخرون (Seigel et al, 1968) مسحاً جاذبياً (الشكل 5-45) للحصول على معلومات مفصلة لبنية هذا الجسم الحاوي على الرصاص والتولياء. كان التباين الكثافي كبيراً لأن الكثافة الوسطية للجسم كانت 3.95 g/cm^3 موجود في وسط من الصخور الكلسية والدولوميتية التي كثافتها الوسطية 2.65 g/cm^3 ، وهذا أدى إلى وضع صورة جاذبية مميزة تماماً لحدود الجسم الخام، وقدرَّ عمق السطح العلوي للجسم بـ 30 قدمًا وسماكته العظمى 80 قدمًا. تم حفر عدد كبير من الآبار في المنطقة بحيث كانت الصورة واضحة تماماً.



الشكل (5-45): يعطي: آ- مقطعاً عرضياً لمكمن خامات الرصاص-التوتاء في منطقة بيريميد (باين بوينت) في كندا وتظهر عليه الآبار التي حفرت في المنطقة،
 ب- منحنى شواد الجاذبية فوق المكمن.

(بحسب زيفل وأخرين 1968)

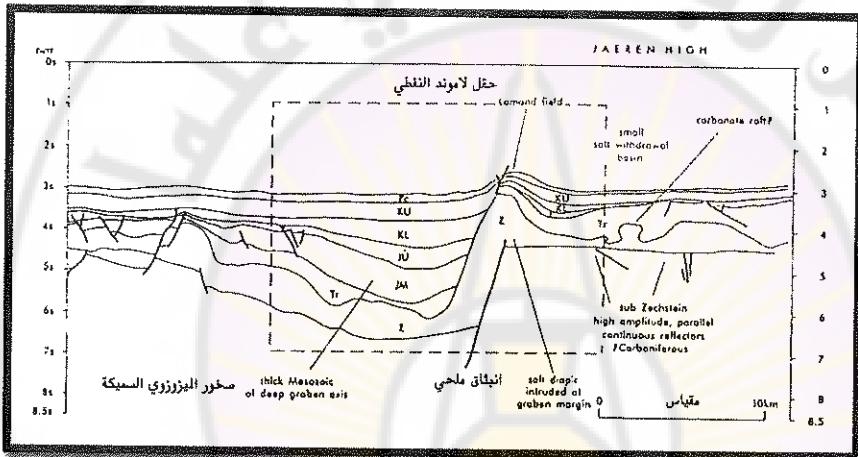
5-2-6-5- الاستكشاف الجاذبي للهيدروكربون:

استخدم المسح المغناطيسي والجاذبي في استكشاف الهيدروكربون كثيراً بعد الحرب العالمية الثانية، لتحديد امتداد الأحواض الرسوية وسماكتها في مناطق غير مدروسة سابقاً، وذلك بتعيين العمق إلى الركيزة البلورية. وفيما يأتي عدد من الدراسات التاريخية التي هدفت بشكل رئيس إلى الوصول إلى الهيدروكربون.

5-2-6-5-1- حوض بحر الشمال المركزي :Central North Sea

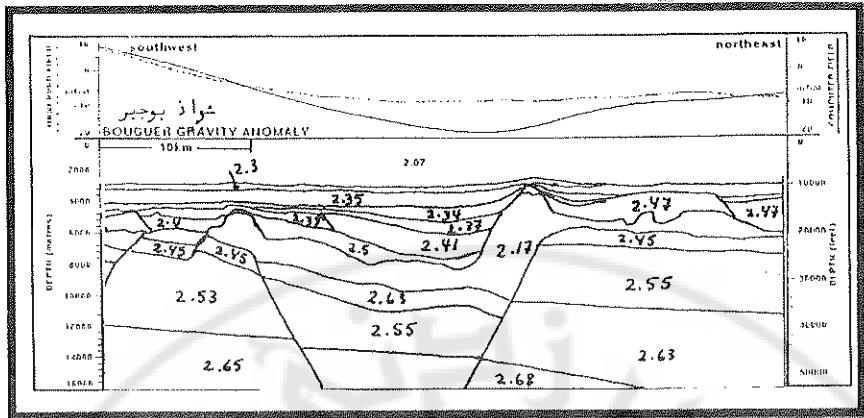
درس بلات وولتر (Platt and Walter, 1995) مقطعين في بحر الشمال، لتأكيد الفائدة الكبيرة التي تجني من نتائج الدراسات الجيوفизيائية لمنطقة ما، ولاسيما في المناطق المعقدة، حيث تعجز طريقة واحدة عن تقديم نتيجة مؤكدة. لذا يورد المثال الذي أورده المؤلفان

عن الغور الأوسط الشرقي (Eastern Central Graben) من حوض بحر الشمال المركزي، يظهر الشكل (46-5) التفسير السيزمي لمقطع الغور، حيث أمكن التتبع بدقة للسطح العاكسة لرسوبيات العصر الرباعي والثلاثي حتى триاسي الأعلى، ووُجدت صعوبة في تمييز المستوى الملحي العلوي، نظراً إلى التباين السريع بين ملح البرمي والغضار الصفيحي триاسي صغير. استخدمت قيم الكثافة المبنية في الشكل (47-5) لحساب شواد بوحير، فظهر اختلاف بين القيم المحسوبة والقيم المقيسة لشواد الجاذبية، كما يظهر في المنحنين الظاهرين في القسم العلوي من الشكل (47-5).



الشكل (46-5): مقطع عبر الغور الأوسط الشرقي مستنجد من الدراسة السيزمية، وتشير الرموز إلى الأعماد الجيولوجية للطبقات الرسوبيّة.

(بحسب بلات وولتر 1995)

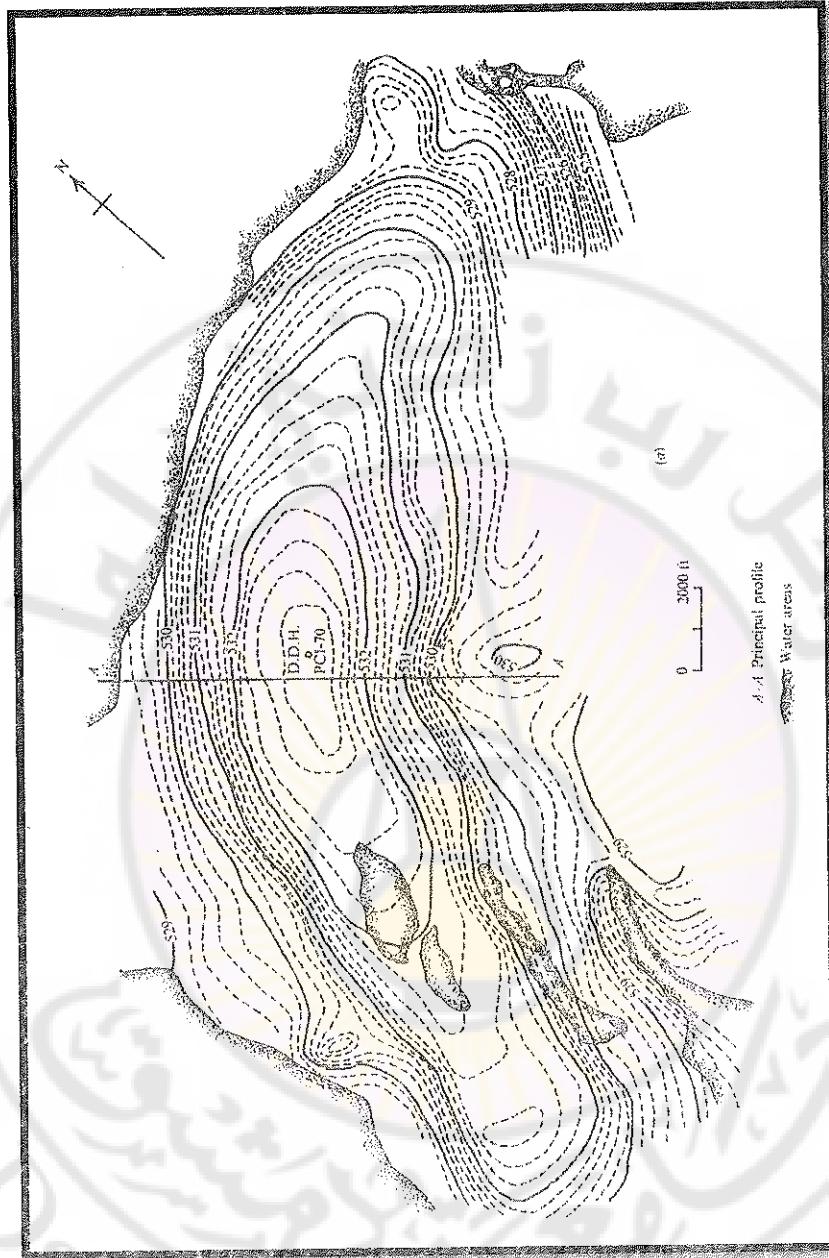


عَدَ المقطع واستخدمت قيم المتأثرية المغناطيسية الظاهرة في الشكل (5-48)، لحساب شواد المغناطيسية والجاذبية، فنحصل إلى أفضل تطابق بين المنحنات الظاهرة في القسم العلوي من الشكل (5-48). لذا نوصل إلى الاعتقاد بأن المقطع الحقيقى تحت الغور هو الظاهر في القسم السفلي من الشكل.

6-2-2- منطقة بورتلاند كريك بوند بشمال نيوفوندلاند:

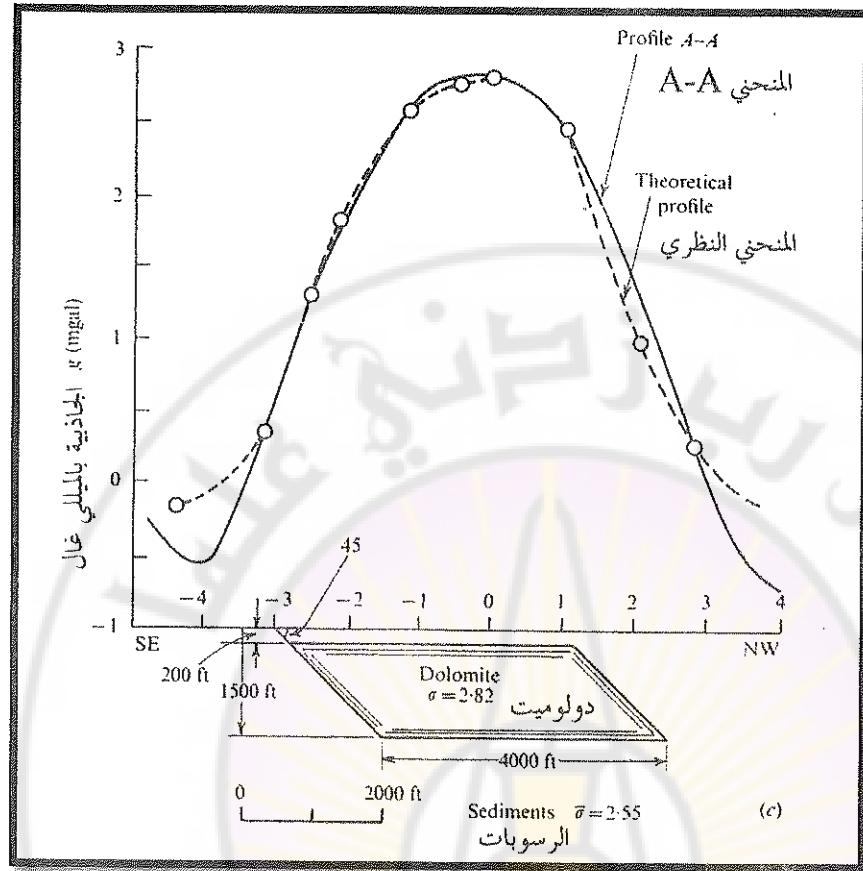
يعطي الشكل (5-49) خريطة شواد بوحير في منطقة بورتلاند كريك بوند في نيوفوندلاند، الذي حصل عليه بالمسح الجاذبى في أثناء تنفيذ برنامج تنقيب عن النفط والغاز في منطقة من الصخور الروسوبية التي تتجاوز سماكتها 5000 قدم. طبوغرافية المنطقة مسطحة وبذلك لم يطبق تصحيح الطبوغرافيا على الشواد، ومن الواضح أن الشواد الموجبة العالية غير ناتجة عن صخور الركيزة لأن تدرجها حاد جداً.

جرى الحفر اللبابي لعمق 1500 قدم في مركز الشواد (الموقع D.D.H) لقياس كثافة الصخور (الشكل 5-49). يؤدي وجود الدولوميت من السطح إلى عمق 900 قدم وتدخله مع الغضار الصحفى الغامق من 900 إلى 1500 قدم إلى توليد الشواد الموجبة. كانت الكثافة المتوسطة للدولوميت $2.82 \text{ غ}/\text{سم}^3$ ، فإذا كانت كثافة الصخور المحيطة $2.55 \text{ غ}/\text{سم}^3$ ، فينتج ذلك منحناً جاذبياً يماثل المنحني الجاذبى المقىس على المسار A-A إذا فرض أن شكل الدولوميت موشور مائل كما في الشكل (50-5).



الشكل (5-49): خريطة شواد بوجير في منطقة بورتلاند كريك بوند في نيويورك، تباعد خطوط الشدة 0.2 ميللي غال.

(Boggs et al., 2004)



الشكل (5-5): مقارنة المنحني المقيس مع المنحني النظري في منطقة بورتلاند كريك بوند في نيوفوندلاند.
(بحسب تلفورد وأخرين 2004)

5-6-2-3- قبة هامبل الملحة الضحلة في تكساس بأمريكا:

أعطت دراسة جاذبية لقبة هامبل الملحة في تكساس الأمريكية (Nettleton, 1962) خريطة شواز بوجير (الشكل 5-51) بعد إزالة الشواز الإقليمية، ثم رسم مقطع وفق المسار AA' (المنحني العلوي من الشكل 5-52)، ثم فرض بأن الجسم المسبب للشواز هو جسم كروي ونصف عرض الشواز $\frac{1}{2}X$ ، وطبقت المعادلة (5-63) التي تربط بين نصف عرض الشواز وعمق الجسم كما يأتي:

$$x_{1/2} = \frac{z}{1.305} \quad (5-63)$$

$$z = 1.305 \cdot x_{1/2} = 0.652 \cdot (2x_{1/2}) \quad \text{ومنه}$$

لما كان ضعف نصف عرض الشواد يساوي 25000 قدم (الشكل 5-52)، فيكون عمق مركز الكرة كما يأتي:

$$z = 25000 * 0.0652 = 16300 \text{ ft}$$

و $g_0 = 13.9 \text{ mGals}$ و تباين الكثافة $\rho = 0.3 \text{ gr/cm}^3$ ، فطبقت معادلة الكرة فوق مركزها، كما يأتي:

$$g_0 = 8.52 \cdot \rho \frac{R^3}{Z^2}$$

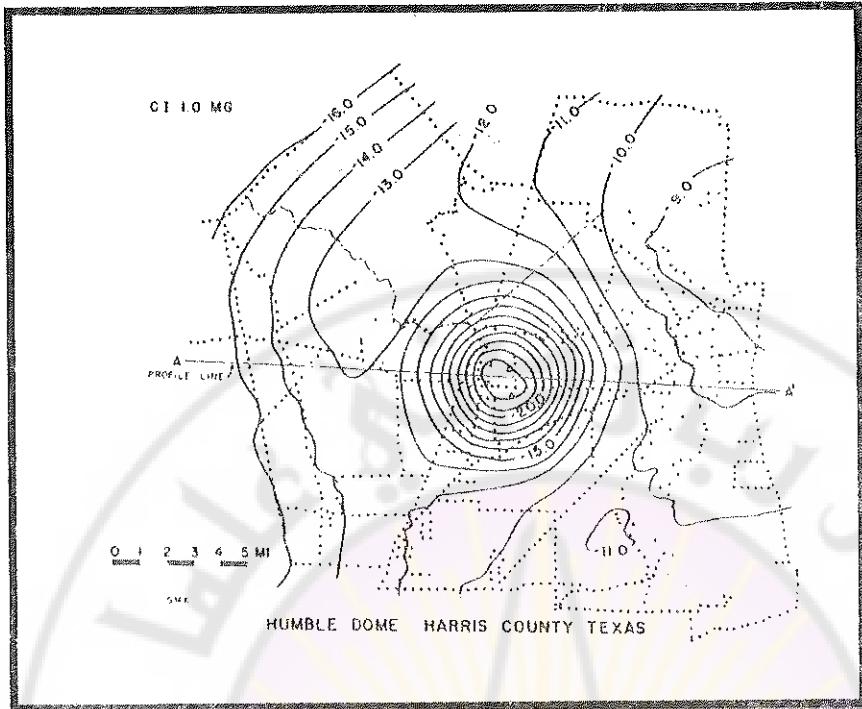
ومنه

$$R^3 = \frac{g_0 \cdot Z^2}{8.52 \rho} = \frac{13.9 * (16.3)^2}{8.52 * 0.3} = 1446000$$

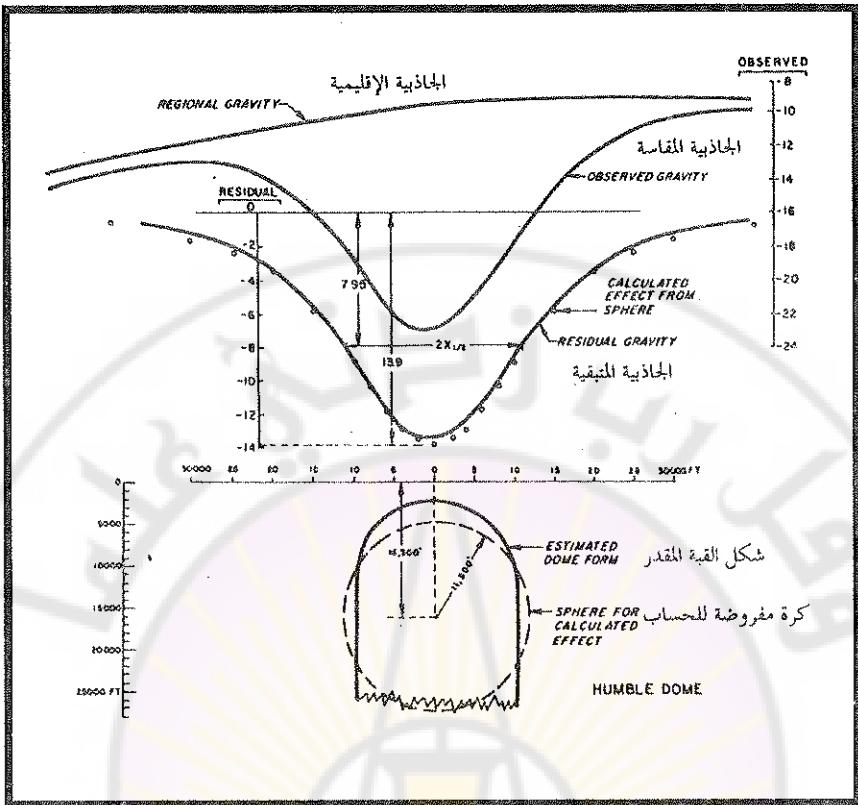
ومنه يكون نصف قطر القبة:

$$R = 11300 \text{ ft}$$

طبقت معادلة الكرة وفق القيم السابقة على قيم مختلفة لـ x للحصول على منحنى الجاذبية المحسوبة كما في الشكل (5-52). يلاحظ التطابق الجيد بين المنحنى المحسوب ومنحنى الشواد المتبقية. وبهذا يحصل على موقع القبة وعمقها التقريري ونصف قطرها بشكل جيد.



الشكل (5-5): خريطة شواد بوجير فوق قبة هاميل الملحية. تشير النقاط إلى موقع محطات القياس.
 (بحسب نيتليتون 1962)



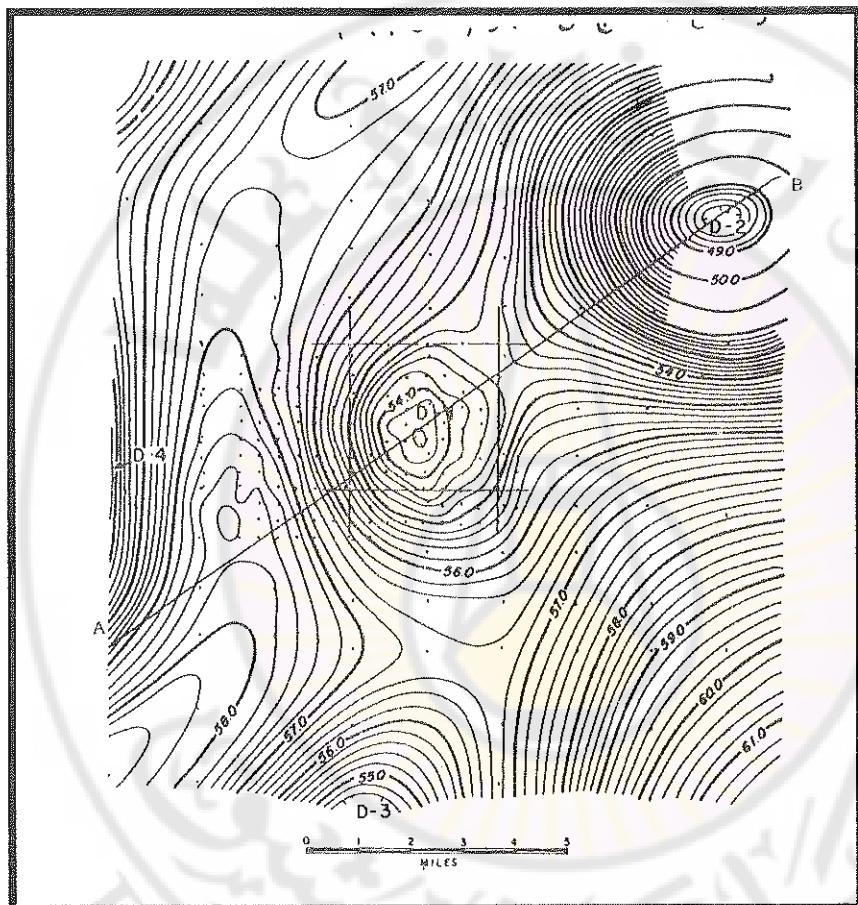
الشكل (52-5): منحنى شواد الجاذبية فوق قبة هاميل الملحيّة على طول المسار AA، وشكل القبة المقدّر بناءً على الملاحظات الحقلية.

(بحسب نيتلتون Nettleton, 1962)

5-6-4-2-4- قبب لويزيانا الملحيّة متوسطة العمق بأمريكا:

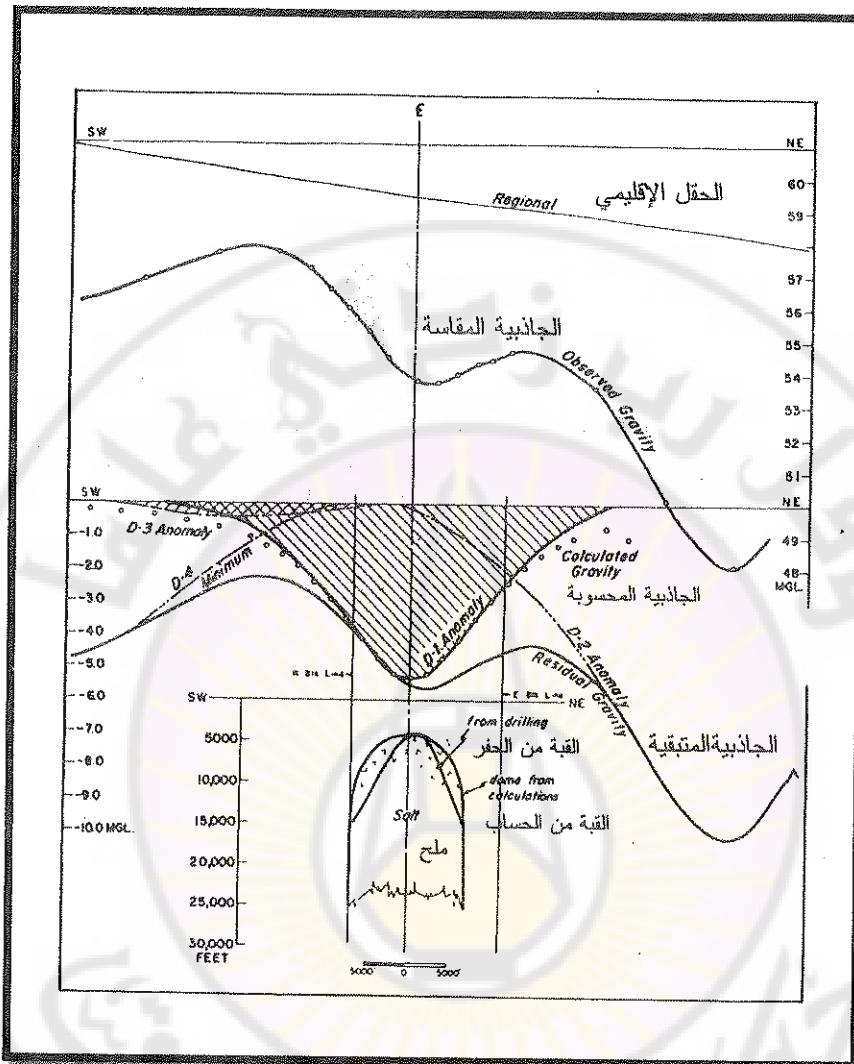
هذه القبة الملحيّة مأخوذة من دراسة لمسح تحت بحري في منطقة القبب الملحيّة مقابل ساحل ولاية لويزيانا، فيعطي الشكل (53-5) خريطة شواد بوحير فوق القبة والمنطقة المحيطة بها، حيث تظهر منطقة شواد سالبة مغلقة D1 ويحيط بها عدد من مناطق الشواد السالبة الآتية من قبب ملحيّة أخرى D2 و D3 و D4.

- اختيرت معادلة جسم دائري للتخلص من تأثير التداخلات المجاورة. يعطي الشكل (53) التأثيرات المختلفة وطريقة التخلص منها على طول المسار AB للحصول على الشواد المتبقية، في حين يعطي الشكل (55-5) الشواد المتبقية الكلية فوق القبة.



الشكل (5-53): خريطة شواد بوجير فوق قبة ملحية على ساحل ولاية لوبيزيانا الأمريكية. تشير النقاط إلى مواقع محطات قياس الجاذبية.

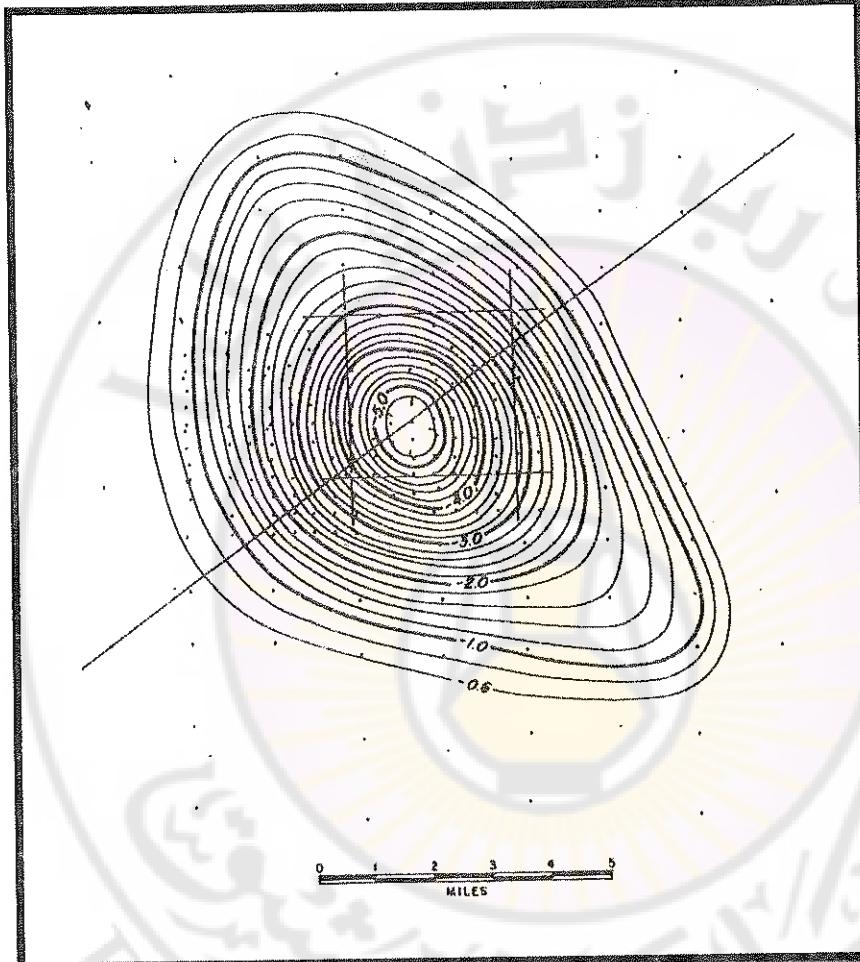
(بحسب نيتليتون Nettleton, 1976)



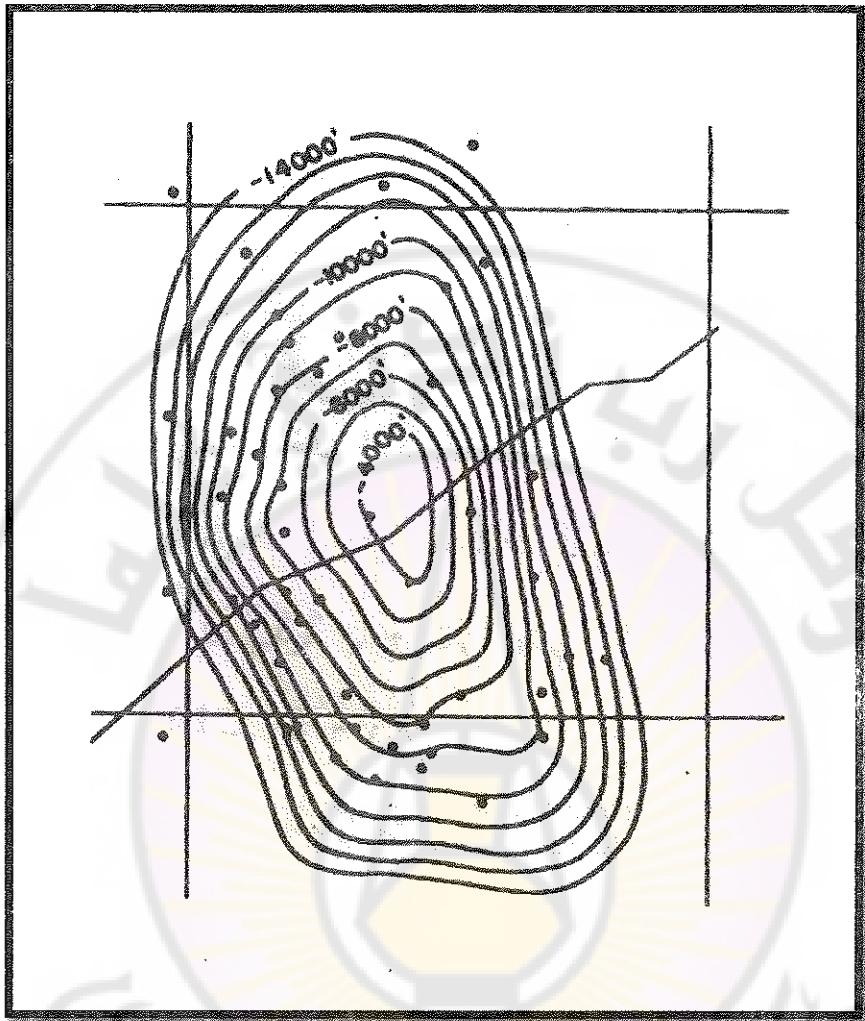
الشكل (54-54): منحنيات شواذ الجاذبية فوق قبة لويزيانا الملحيّة على طول المسار AB وشكل القبة المحسوب والمقدّر بناءً على الحفر.

(بحسب نيتليتون Nettleton, 1976)

قسم نموذج القبة إلى أقراص دائريّة سميكة تزداد كثافتها طرداً مع العمق، وقد أمكن حساب التأثير الجاذبي المعطى بشكل دوائر صغيرة على شكل (54-5). يلاحظ التقارب بين الشواد المقيسّة والشواد المحسوسة. حفر العديد العيد من آبار البترول بعد المسح بسنوات، وأمكن وضع الخريطة البنائية التي تعطي عمق السطح العلوي للقبة (الشكل 5-5).



الشكل (5-5): خطوط تساوي شواد الجاذبية فوق قبة لويزيانا المركزية المعزلة عن الشواد المجاورة.
بحسب نيتليتون (Nettleton, 1976)

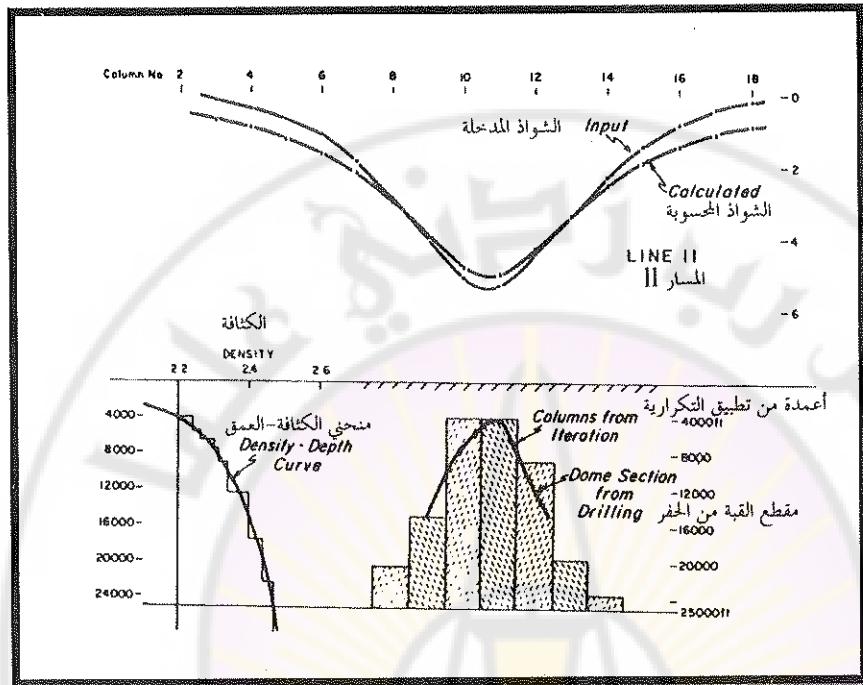


الشكل (5-56): خطوط تساوي عمق السطح العلوي لقبة لوبيزيانا المركزية بناء على حفر آبار النفط. تشير النقاط إلى موقع آبار النفط.

(بحسب نيتليتون 1976)

يظهر في شكل (5-57) المقارنة بين المقطع العرضي المفترض للقبة والمقطع الذي وضع بناء على نتائج آبار النفط، ويظهر التوافق الجيد بينهما بالرغم من أن حساب الجاذبية المحسوبة قد جرى بناء على نموذج نظري، كما يظهر التوافق أيضاً بين منحنات الجاذبية

المحسوبة والمقيسة على طول مسار يتجه شمال-جنوب، وبين المقطع العرضي المحسوب للقبة والمقطع المستخرج من الآبار (الشكل 5-57).



الشكل (5-57): منحنيات شواذ الجاذبية فوق قبة لويزيانا المركزية ومقطع عرضي لشكل القبة المحسوب والمقدر من آبار البترول.

(بحسب نيتليتون 1976)

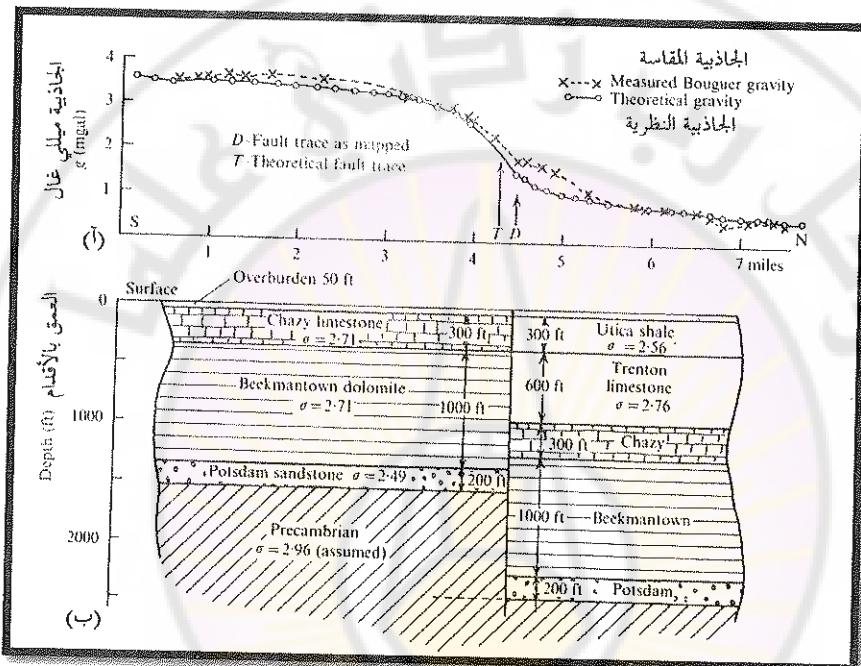
3-6-5 الاستكشاف الجاذبي للفووالق:

3-6-5-1 فالق ديلسون في سانت لورانس لولاندز:

يعطي الشكل (5-58) منحنيات الجاذبية والمقطع الجيولوجي حول فالق ديلسون في سانت لورانس لولاندز باتجاه جنوب-شمال. يماثل المنحنى التأثير الجاذبي لصفحة أفقية. يبدو أن التأثير الجاذبي المحسوب يأتي من تراكيب تشيزي ويوتيكا Chazy and Utica formations القريبة من السطح ومن انزياح طبقة بوتسدام Potsdam layer العميق. ينتج التشكيلان المذكوران منحنى جاذبياً مألوف الشكل مع تغير كلي مقداره 0.57 ميللي غال، أي

إن الشواد الكلية صغيرة جداً، في حين تنتج طبقة بوتسدام تغيراً مقداره 0.1-0.1 ميلي غال، بسبب قريها من السطح في الجهة الجنوبية من الفالق.

بفرض كثافة صخور البريكانيري 2.96 غرام/سم^3 ووجود درجة ارتفاعها 900 قدم من الجهة الجنوبية للفالق يحصل على شواد جاذبية مقدارها 2.1 ميلي غال. يظهر المنحنى النظري في الشكل (5-58) ويمثل أثراً لفالق يقع على بعد 1000 قدم إلى الجنوب من أثر الفالق المخطط.



الشكل(5-58): منحنيات الجاذبية والمقطع الجيولوجي حول فالق ديلسون في سانت لورانس لولاندز.

(Telford et al., 2004)



المراجع References

1. Abdelrahman, M E. M. et al. (1985). On the least-squares anomaly determination. *Geophysics*, Vol. 50, No. 3, p.437.
2. Abou-Deeb, J. (2013). Magnetic Methods. Text Book, Damascus University Press, Geophysics Division, Third year Student (In Arabic).
3. Airy, G. B. (1855). *Phil. Trans. R. Soc. Land.*, Vol. 145, pp. 101-104.
4. Arzi, A. A. (1975). Microgravity for engineering applications. *Geophys. Prosp.* Vol. 23, pp. 408-425.
5. Bhattacharyya, B. K. (1978). Computer modeling in gravity and magnetic interpretation. *Geophysics*, Vol. 43, pp. 912- 929.
6. Bouman, J., R. Floberghagen and R. Rummel (2013). More than 50 years of progress in satellite gravimetry. *EOS*. Vol. 94, No.31, pp. 269-276
7. Bowie, W., (1927). Isostasy. Dutton. New York. p. 69.
8. CarbonNet (2016). <http://earthresources.vic.gov.au/earth-resources/victorias-earth-resources/carbon-storage/the-carbonnet-project/airborne-gravity-survey>.
9. Constantinescu, and R. Bolesatu (1961). Contributa la interpestarea fizica anomalaor cimpurilor potential, petroleum de Geofizica.
10. Coons, R.L., G.P. Woppard and G. Hershey (1967). Structural significance and analysis of Mid-Continent gravity High. *Bull. Am. Assoc. Petrol Geol.*, Vol. 51, pp. 2381-2399.
11. Dobrin, M. B. (1976). Introduction to Geophysical prospecting. McGraw - Hill, New York.
12. Dobrin, M. B. (1983). Introduction to Geophysical prospecting. International Student Edition. McGraw - Hill, New York.
13. Dobrin, M. B. and Savit, C. H. (1988). Introduction to Geophysical prospecting. McGraw - Hill, New York.
14. Elkins, T. A. (1951). The second vertical derivative method of gravity interpretation. *Geophysics*, Vol. 16, pp. 39-56.
15. El-Mosselly, H. A. (1987). Geophysical studies of North-Eastern Part of Egypt. Ph. Thesis. Science Faculty, Alexandria University, p. 260.
16. Forsberg R., A.V. Osleson and K. Keller (2000). Airborne gravity survey of the North Greenland continental shelf. *Gravity, Geoid and Geodynamics* Vol. 123, pp. 235-240.

17. Garland, G.D. (1965). The earth shape and gravity. Pergamon, Oxford.
18. Griffiths, L. H. and R. F. King (1976). Applied Geophysics for engineers and Geologists. Pergamon (London).
19. GSV (Geological Survey of Victoria- Australia) (2018). <http://earthresources.vic.gov.au/earth-resources/victorian-gas-program/airborne-gravity-survey>.
20. Hammer, S. L. (1939). Terrain correction for gravimeter stations. *Geophysics*, Vol. 4, pp. 184-194.
21. Hammer, S. L. (1947). A new calculation technique for quantitative interpretation in gravity prospecting. *Geophysics*, Vol. 12, p. 498.
22. Hammer, S. L. (1955). Modern methods of gravity and magnetic interpretation. Proc. 4th World Pet. Congr., sec. I/E.
23. Hammer, S. L., L. L. Nettleton and W. K. Hastings (1945). Gravimeter prospecting for Chromite in Cuba. *Geophysics*, Vol. 10, pp. 34-39.
24. Harrison, J. C. (1955). An interpretation of gravity anomalies in the Eastern Mediterranean. *Phil. Trans. R. Soc., London*, Vol. A248, pp. 283-324.
25. Heiskanen, W. A. and H. Moritz (1976). Physical Geodesy. Freeman, San Francisco
26. Henderson, R. G. and I. Zietz (1949). Computation of second vertical derivatives of geomagnetic fields. *Geophysics*, Vol. 14, pp. 517-534.
27. Henderson, R. G. and I. Zietz (1967). The computation of second vertical derivatives of geomagnetic fields. In: *Mining Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, Vol. II, pp. 606-614.
28. Kakkuri, J. (1992). Recent vertical crustal movement (Atlas map 6). In *A Continent Revealed: the European Geotraverse. Atlas of Compiled Data*, ed. R. Freeman and S. Mueller. Cambridge: Cambridge University Press.
29. Kane, M. F. and L. C. Pakiser (1961). Geophysical study of subsurface structure in Southern Owens Valley, California. *Geophysics*, Vol. 26, pp. 12-26.
30. Kearey, Ph., M. Brooks, and Hill, I. (2002). An Introduction to Geophysical Exploration. Blackwell Science. Third Edition.
31. LaCoste, L. J. B., 1934. A new type long period vertical seismograph. *Physics* 5, pp. 178-80.
32. LaFehr, T.R. (1980). History of geophysical exploration: gravity method. *Geophysics* 45, pp. 1634-1639.

33. Lowrie, W. (2007). Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press. Second Edition.
34. Milsom, J. (2004). Field Geophysics. Wiley. Third Edition.
35. Nettleton, L. L. (1942). Gravity and magnetic calculations. *Geophysics*, Vol. 7, pp. 293-310.
36. Nettleton, L. L. (1943). Recent experimental and geophysical evidence of mechanics of salt-dome formation, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Vol. 27, pp. 51-64.
37. Nettleton, L. L. (1962). Gravity and magnetics for geologists and seismologists, *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, Vol. 46, No. 10, pp. 1815-1838.
38. Nettleton, L. L. (1976). Gravity and magnetics in oil prospecting. McGraw-Hill, New York.
39. Nettleton, L. L., LaCoste, L. and J. C. Harrison (1960). Tests of an airborne gravity meter, *Geophysics*, Vol. 25, No. 1, pp. 181-202.
40. Parasnis, D. S. (1975). Mining Geophysics. Methods in Geochemistry and Geophysics, No. 3, Elsevier, Amsterdam.
41. Parasnis, D. S. (1972). Principles of Applied Geophysics. Chapman and Hall.
42. Peckett, G. R. (1970). Applications for boreholes geophysics in geophysical exploration. *Geophysics*, Vol. 35, pp. 81-92.
43. Peters, L. J. (1949). The direct approach to magnetic interpretation and its practical applications. *Geophysics*, Vol. 14, pp. 290-320.
44. Platt, N. H. and S. Walter (1995). Integrated seismic, gravity and magnetic modeling: examples from the Central North Sea. *First Break*, Vol. 13, No. 10, pp. 409-418.
45. Pratt, G. (2005). Applied Geophysics. Course No. 319/829. Department of Geological Sciences and Geological Engineering, Queen's University
46. Pratt, J. H. (1855). On the attraction of the Himalaya Mountains and of the elevated regions beyond upon the Plumb-line in India. On the computations of the effect of the attraction of the mountain masses as distributing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, Vol. 145, pp. 53-55.
47. Rosenbach, O. (1953). A contribution to computation of second derivative from gravity data. *Geophysics*, Vol. 18, pp. 894-912.
48. Seigel, H. O., H. L. Hill and J. G. Baird (1968). Discovery case history of the Pyramid Ore Bodies, Pine Point, Northwest Territories, Canada. *Geophysics*, Vol. 33, pp. 645-656.

49. Shouker, F. (1992). Angewandte geophysik, Band 1: Gravimetrie und Magnetik. Authors Militzer, F. and F. Weber. Traslation to Arabic by Faris Shouker. Arabic title: طرائق الاستكشاف: الجاذبية والمغناطيسية المنظمة العربية للتربية والثقافة والعلوم.
50. Skeels, D. C. (1947). Ambiguity in gravity interpretation, Geophysics, Vol. 12, pp. 43-56.
51. Stacey, F. D. (1969). Physics of the earth, John Wily, New York. P. 414.
52. Talwani, M., Le Pichon, and Ewing (1965). Crustal structure of the mid-ocean ridges. 2: Computed model from gravity and seismic refraction data. J. Geophys. Res., Vol. 70, pp. 341-352.
53. Telford, W.M., Geldart, L.P. and Sheriff, R.E. (1990). Applied Geophysics. Combridge University Press, p. 726.
54. Telford, W.M., Geldart, L.P. and Sheriff, R.E. (2004). Applied Geophysics. Digital Edition. Combridge University Press, p. 860.
55. Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. and D.A. Keys (1976). Applied Geophysics. Combridge University Press, p. 860.
56. Thompson, L. G. D. and L. J. B. La coste, (1960). Arial gravity measurements. J. Geophys Res., Vol. 65, pp. 305-322.
57. Verdon, J., E. Klingele, R. Bayer, M. Cocard, A. Geiger and H. G. Kahle (2003). The Alpine Swiss-French airborne gravity survey. Geophysical Journal International, Vol. 152, Issue 1, pp. 8-19.
58. Ward, S. H. (1990). Geotechnical and Environmental Geophysics. Society of Exploration Geophysicists, Vol. 1, p. 389.
59. Woolard, G.P. (1979). The new gravity system-changes in international gravity base values and anomaly values. Geopgysics Vol. 44, p. 1352-1366.

جدول المصطلحات العلمية

مرتبة وفق الأبجدية العربية

-أ-

Indonesian trench	الإخدود الإندونيسي
Oceanic trench	إخدود محيطي
Reduction to the geoid	إرجاع إلى الجيوئيد
Gravity reduction	إرجاع جاذبي
Regional	إقليمي
Equatorial bulge	انتفاخ استوائي
Drift	انزياح، انسياق، انجراف
Drift of gravimeter	انسياق مقياس الجاذبية

-ب-

Suprabasement	بروزات الركيزة
---------------	----------------

-ت-

Free-air effect	تأثير الهواء الحر
Eötvos Effect	تأثير إيتقوس
Bouguer effect	تأثير بوجير

Density contrast	تباین كثافة
Resolution	تحليل
Fourier analysis	تحليل فورييه
Analytical	تحليلي
Discrete Fourier transform	تحويل فورييه المقطوع
Graphical	تخطيطي
Gravity gradient	تدريج جاذبي
Vertical gradient	تدريج شاقولي
Frequency	تردد
Acceleration	تسارع
Acceleration of gravity	تسارع الجاذبية
Centrifugal acceleration	تسارع نابذى
Polar flattening	سطح قطبي
Elevation correction	تصحيح الارتفاع
Terrain correction	تصحيح التضاريس
Isostasy correction	تصحيح التوازن
Topography correction	تصحيح الطبوغرافيا
Tidal correction	تصحيح المد والجزر
Free-air correction	تصحيح الهواء الحر
Drift correction	تصحيح انسياق المقياس
Eötvos correction	تصحيح إينفوس
Bouguer correction	تصحيح بوجير
Gravity correction	تصحيح جاذبي
Latitude correction	تصحيح خط العرض
Tracking	تعقب
Satillite tracking	تعقب القمر الصناعي
Curvature	تفوّس (تحدب)

Roll	تمايل الطائرة
Heading	نحو الطائرة
Weighted sinusoidal functions	توابع جيبية موزونة
Isostasy	توازن القشرة الأرضية
Spatial distribution	توزيع فراغي
Exponential attenuation	توهين أسي

-ث-

Gravitational constant	ثابت الجاذبية
Universal gravitational constant	ثابت الجاذبية العالمي

-ج-

Gravitational	جاذبي
Gravity	جاذبية أرضية
Bouguer gravity	جاذبية بوجير
Absolute gravity	جاذبية مطلقة
Relative gravity	جاذبية نسبية
Root mean square	جذر متوسط المربعات
Three-dimentional body	جسم ثلاثي الأبعاد
Two-dimentional body	جسم ثنائي الأبعاد
Falling body	جسم هابط
Transponder	جهاز مرسل مستجيب

Discrete harmonics	حركة توافقيه منقطعة
Force field	حقل القوة
Regional gravity field	حقل جاذبي إقليمي
Potential field	حقل كمون
Plumb line	خط الشاقول
Field line	خط حقل
Line of sight	خط نظر
Photo cell	خلية ضوئية
Torsion fiber	خيط فتل
Wave number	رقم موجي
Solid angle	زاوية مجسمة

—سـ

Density logger	سايرة الكثافة
Gamma-gamma logger	سايرة غاما-غاما
Well logging	سبر بئري
Gravitational equipotential surface	سطح تساوي كمون جاذبي
Mountain range	سلسلة جبلية
Time series	سلسلة زمنية
Fourier's series	سلسلة فورييه
Double Fourier's series	سلسلة فورييه المزدوجة

—شـ

Regular grid	شبكة منتظمة
Strip record	شريط تسجيل
Anomaly	Shawad
Regional anomaly	Shawad إقليمية
Bouguer anomaly	Shawad بوجير
Isostasy anomaly	Shawad توازي لقشرة الأرض
Gravity anomaly	Shawad جاذبي
Residual gravity anomaly	Shawad جاذبية متباعدة
Residual anomaly	Shawad متباعدة

—صـ

Basement rocks	صخور الركيزة
Overburden	صخور مغطية
Bouguer plate	صفحة بوجير
Reflecting plate	صفحة عاكسة
IGF = International Gravity Formula	صيغة الجاذبية الدولية

- ط -

Satellite navigation method	طريقة الأقمار الصناعية
Continuation method	طريقة التتابع
Downward continuation method	طريقة التتابع نحو الأسفل
Upward continuation method	طريقة التتابع نحو الأعلى
Trial and error method	طريقة التجريب والخطأ
Radio-frequency method	طريقة التردد الراديوي
Iterative procedure	طريقة التكرارية
Gravitational method	طريقة الجاذبية
Radar method	طريقة الرادار
Second derivative method	طريقة المشتق الثاني
Analytical method	طريقة تحليلية
Graphic method	طريقة تخطيطية
Turam method	طريقة تورام
Doppler method	طريقة دوبلر
Grid method	طريقة شبكية
Shoran method	طريقة سوران
Taylor's-series method	طريقة متتالية تيلور
Least square method	طريقة مربع الخطأ الأصغرى

-ع-

Geodesist

عالم مساحة

Scintillation counter

عداد ومبين

Wave number

عدد موجي

Oceanic ridge

عرف محيطي

-غ-

Lead shield

غلاف رصاصي

nongravitational

غير جاذبي

-ف-

Anomaly separation

فصل الشواذ

-ق-

Gyrostabilized platform

قاعدة جيروسكوبية

Gimble

قاعدة متحركة دائمة الأفقية

Universal law of gravity

قانون الجاذبية العالمي

Newton's Law of gravitation

قانون نيوتن في التجاذب

Salt dome	قبة ملحية
Gravimetry	قياس الجاذبية
Borehole gravimetry	قياس الجاذبية البئرية
Borehole measurements	قياسات بئرية

Density	كثافة
Reference spheriod	كرولي مرجع
Oblate spheroid	كرولي مفلطح
Potential	كمون
Three dimensional potential	كمون ثلاثي الأبعاد
Two dimensional potential	كمون ثنائي الأبعاد
Gravitational potential	كمون جاذبي

Detector	لقط
Micagal = 0.000001 cm/sec ²	مايكرو غال = 0.000001 سم/ثانية ²
Archimedes' principle	مبدأ أرخميدس
Geoid	مجسم أرضي
Emperical grid-residual system	مجموعة شبكة المتبقيات التجريبية

Torque meter	محرك عزم اللي
Base station	محطة مرجع
Hammer chart	مخطط هامر
Damper	مخمد
Emitter	مرسل
Profile	مسار، خط قياس، منحنى
Inverse problem	مسألة عكسية
Compensating level	مستوى التعادل
Datum plane	مستوى مرجع
Satellite gravimetry survey	مسح بوساطة الأقمار الصناعية
Regional gravity survey	مسح جاذبي إقليمي
Marine gravity survey	مسح جاذبي بحري
Airborne gravity survey	مسح جاذبي جوي
Microgravity survey	مسح جاذبي دقيق
Macrogravity survey	مسح جاذبي كبير
Derivative	مشتق
Graticula	معيرة
Compton effect	مفهول كومتون
Hypsometer	مقاييس ارتفاع الطائرة
Askania sea gravity meter (GSS3)	مقاييس إسكانيا البحري
Esso vibrating-string gravity meter	مقاييس أسو
Altimeter	مقاييس الارتفاع
Free falling scale	مقاييس التدريج الهاابت
Gravity meter (gravimeter)	مقاييس الجاذبية
Stable gravimeter	مقاييس الجاذبية المستقر
Unstable gravimeter	مقاييس الجاذبية غير المستقر
Up and down glass ball	مقاييس الكرة الزجاجية الصاعدة والهابطة

Up and down corner cube	مقياس المكعب الصاعد والهابط
Falling corner cube	مقياس المكعب الهابط
Seismometer	مقياس الهزات
Bell accelerometer	مقياس تسارع بيل
Wing vibrating –string accelerometer	مقياس تسارع وبنغ
Static gravity meter	مقياس جاذبي سكوني
Graf-Askania sea gravity meter (GSS2)	مقياس جراف-إسكانيا البحري
Gilbert gravity meter	مقياس جلبرت
Shell vibrating-string gravity meter	مقياس شل
Gulf gravity meter	مقياس غولف
La Coste and Romberg gravity meter	مقياس لا كoste رومبرغ
Mott-Smith gravity meter	مقياس موت-سميث
Norgaard gravity meter	مقياس نورغارد
Hartley gravity meter	مقياس هارثلي
Humble gravity meter	مقياس هامبل
Worden gravity meter	مقياس ووردن
Accelerometry	مقياسية التسارع
Light source	منبع ضوئي
Intrabasement	منخفضات الركيزة
Torsion balance	ميزان فتل
Cavendish Balance	ميزان كافندش
Milligal = 0.001 cm/sec ²	ميلي غال = 0.001 سم/ثانية ²
Retaining spring	نابض داعم

-ن-

Null spring	نابض صفرى
Zero-length spring	نابض صفرى الطول
Half-width anomaly	نصف عرض الشواذ
Subduction zone	نطاق انغراز
System Internationale	النظام الدولى للوحدات
Global Positioning System	نظام تعين المواقع
Differential Global Positioning System	نظام تعين المواقع التفاضلي
Potential theory	نظرية الكمون
Iterative modeling	نمذجة تكرارية
Airy model	نموذج آري
Pratt model	نموذج برات
Pendulum	نواس
Portable pendulum	نواس محمول
Compound pendulum	نواس مركب
Holweck-Lejay inverted pendulum	نواس هولووك-لنجي المقلوب
Unstable type	نوع لا مستقر
Stable type	نوع مستقر

— و —

Eötvos Unit (EU)	وحدة إيتقوس
Gravity unit (gu)	وحدة جاذبية = 0.000001 م / ن^2



جدول المصطلحات العلمية

مرتبة وفق الهجائية الإنجليزية

- A -

Absolute gravity	جاذبية مطلقة
Acceleration	تسارع
Acceleration of gravity	تسارع الجاذبية
Accelerometry	مقياسية التسارع
Airborne gravity survey	مسح جاذبي جوي
Airy model	نموذج آري
Altimeter	مقياس الارتفاع
Analytical	تحليلي
Analytical method	طريقة تحليلية
Anomaly	شواذ
Anomaly separation	فصل الشواذ
Archimedes' principle	مبدأ أرخميدس
Askania sea gravity meter (GSS3)	مقياس إسكانيا البحري

- B -

Base station	محطة مرجع
Basement rocks	صخور الركبة

Bell accelerometer	مقياس تسارع بيل
Borehole gravimetry	قياس الجاذبية البئرية
Borehole measurements	قياسات بئرية
Bouguer anomaly	شواذ بوجير
Bouguer correction	تصحيح بوجير
Bouguer effect	تأثير بوجير
Bouguer gravity	جاذبية بوجير
Bouguer plate	صفحة بوجير

- C -

Cavendish Balance	ميزان كافندش
Centrifugal acceleration	تسارع نابذى
Compensating level	مستوى التعادل
Compound pendulum	نواس مركب
Compton effect	مفهول كومتن
Continuation method	طريقة التتابع
Curvature	نقوس (تحدب)

- D -

Damper	محمد
Datum plane	مستوى مرجع
Density	كثافة
Density contrast	تباین كثافة
Density logger	سايرة الكثافة

Derivative	مشتق
Detector	لاقط
Differential Global Positioning System	نظام تعين الموقع التقاضي
Discrete Fourier transform	تحويل فورييه المقطعي
Discrete harmonics	حركة ترافقية متقطعة
Doppler method	طريقة دوببلر
Double Fourier's series	سلسلة فورييه المزدوجة
Downward continuation method	طريقة التتابع نحو الأسفل
Drift	انزياح، انسياق، انجراف
Drift correction	تصحيح انسياق المقياس
Drift of gravimeter	انسياق مقياس الجاذبية

- E -

Elevation correction	تصحيح الارتفاع
Emitter	مرسل
Emperical grid-residual system	مجموعة شبكة المتبقيات التجريبية
Eötvos correction	تصحيح إيتقوس
Eötvos Effect	تأثير إيتقوس
Eötvos Unit (EU)	وحدة إيتقوس
Equatorial bulge	انتفاخ استوائي
Esso vibrating-string gravity meter	مقياس أسو
Exponential attenuation	توهين أسي

- F -

Falling body	جسم هابط
Falling corner cube	مقاييس المكعب الهاابط
Field line	خط حقل
Force field	حقل القوة
Fourier analysis	تحليل فورييه
Fourier's series	سلسلة فورييه
Free falling scale	مقاييس التدريج الهاابط
Free-air correction	تصحيح الهواء الحر
Free-air effect	تأثير الهواء الحر
Frequency	تردد

- G -

Gamma-gamma logger	سابرية غاما-غاما
Geodesist	عالم مساحة
Geoid	مجسم أرضي
Gilbert gravity meter	مقاييس جلبرت
Gimble	قاعدة متحركة دائمة الأفقية
Global Positioning System	نظام تعين المواقع
Graf-Askania sea gravity meter (GSS2)	مقاييس جراف-اسكانيا البحري
Graphic method	طريقة تخطيطية
Graphical	تخطيطي
Graticula	مُعَيْرَة
Gravimetry	قياس الجاذبية
Gravitational	جاذبي
Gravitational constant	ثابت الجاذبية

Gravitational equipotential surface	سطح تساوي كمون جاذبي
Gravitational method	الطريقة الجاذبية
Gravitational potential	كمون جاذبي
Gravity	جاذبية أرضية
Gravity anomaly	شواذ جاذبي
Gravity correction	تصحيح جاذبي
Gravity gradient	تدرج جاذبي
Gravity meter (gravimeter)	مقياس الجاذبية
Gravity reduction	إرجاع جاذبي
Gravity unit (gu)	وحدة جاذبية = $0.000001 \text{ m} / \text{s}^2$
Grid method	طريقة شبكة
Gulf gravity meter	مقياس غولف
Gyrostabilized platform	قاعدة جيروسكوبية

- H -

Half-width anomaly	نصف عرض الشواذ
Hammer chart	مخطط هامر
Hartley gravity meter	مقياس هارتي
Heading	تموج الطائرة
Holweck-Lejay inverted pendulum	نواس هولوويك-ليجي المقلوب
Humble gravity meter	مقياس هامبل
Hypsometer	مقياس ارتفاع الطائرة

- I -

IGF = International Gravity Formula	صيغة الجاذبية الدولية
Indonesian trench	الإخدود الإندونيسي
Intrabasement	منخفضات الركيزة
Inverse problem	المسألة العكسية
Isostasy	توازن القشرة الأرضية
Isostasy anomaly	شواذ توازنی لقشرة الأرض
Isostasy correction	تصحيح التوازن
Iterative modeling	نمذجة تكرارية
Iterative procedure	الطريقة التكرارية

- L -

La Coste and Romberg gravity meter	مقياس لاكoste رومبرغ
Latitude correction	تصحيح خط العرض
Lead shield	غلاف رصاصي
Least square method	طريقة مربع الخطأ الأصغرى
Light source	منبع ضوئي
Line of sight	خط نظر

- M -

Macrogravity survey	مسح جاذبي كبير
Marine gravity survey	مسح جاذبي بحري
Microgal = $0.000001 \text{ cm/sec}^2$	مايكروغال = $0.000001 \text{ سم/ثانية}^2$
Microgravity survey	مسح جاذبي دقيق
Milligal = 0.001 cm/sec^2	ميلي غال = 0.001 سم/ثانية^2

Mott-Smith gravity meter	مقياس موت-سميث
Mountain range	سلسلة جبلية

- N -

Newton's Law of gravitation	قانون نيوتن في التجاذب
Nongravitational	غير جاذبي
Norgaard gravity meter	مقياس نورغارد
Null spring	نابض صفرى

- O -

Oblate spheroid	كرواني مفلطح
Oceanic ridge	عرف محيطي
Oceanic trench	إخدود محيطي
Overburden	صخور مغطية

- P -

Pendulum	نواس
Photo cell	خلية ضوئية
Plumb line	خط الشاقول
Polar flattening	تسطح قطبى
Polynomial fitting method	طريقة مطابقة متعدد الحدود
Portable pendulum	نواس محمول
Potential	كمون

Potential field	حقل كمون
Potential theory	نظرية الكمون
Pratt model	نموذج برات
Profile	مسار، خط قياس، منحنى

- R -

Radar method	طريقة الرادار
Radio-frequency method	طريقة التردد الراديوي
Reduction to the geoid	إرجاع إلى الجيoid
Reference spheriod	كرواني مرجع
Reflecting plate	صفحة عاكسة
Regional	إقليمي
Regional anomaly	شواذ إقليمية
Regional gravity field	حقل جاذبي إقليمي
Regional gravity survey	مسح جاذبي إقليمي
Regular grid	شبكة منتظمة
Relative gravity	جاذبية نسبية
Residual anomaly	شواذ متباعدة
Residual gravity anomaly	شواذ جاذبية متباعدة
Resolution	تحليل
Retaining spring	نابض داعم
Roll	تمايل الطائرة
Root mean square	جذر متوسط المربعات

- S -

Salt dome	قبة ملحية
Satellite gravimetry survey	مسح بواسطة الأقمار الصناعية
Satellite navigation method	طريقة الأقمار الصناعية
Satillite tracking	تعقب القمر الصنعي
Scintillation counter	عداد وميض
Second derivative method	طريقة المشتق الثاني
Seismometer	مقياس الهزات
Shell vibrating-string gravity meter	مقياس شل
Shoran method	طريقة شوران
Solid angle	زاوية مجسمة
Spatial distribution	توزيع فراغي
Stable gravimeter	مقياس الجاذبية المستقر
Stable type	نوع مستقر
Static gravity meter	مقياس جاذبي سكوني
Strip record	شريط تسجيل
Subduction zone	نطاق انغراز
Suprabasement	بروزات الركيزة
System Internationale	النظام الدولي للوحدات

- T -

Taylor's-series method	طريقة متتالية تيلور
Terrain correction	تصحيح التضاريس
Three dimensional potential	كمون ثلاثي الأبعاد
Three-dimentional body	جسم ثلاثي الأبعاد

Tidal correction	تصحيح المد والجزر
Time series	سلسلة زمنية
Topography correction	تصحيح الطبوغرافي
Torque meter	محرك عزم اللي
Torsion balance	ميزان فتل
Torsion fiber	خيط فتل
Tracking	تعقب
Transponder	جهاز مرسل مستجيب
Trial and error method	طريقة التجريب والخطأ
Turam method	طريقة تورام
Two dimensional potential	كمون ثنائي الأبعاد
Two-dimentional body	جسم ثنائي الأبعاد

- U -

Universal gravitational constant	ثابت الجاذبية العالمي
Universal law of gravity	قانون الجاذبية العالمي
Unstable gravimeter	مقياس الجاذبية غير المستقر
Unstable type	نوع لا مستقر
Up and down corner cube	مقياس المكعب الصاعد والهابط
Up and down glass ball	مقياس الكرة الزجاجية الصاعدة والهابطة
Upward continuation method	طريقة التتابع نحو الأعلى

- V -

Vertical gradient	تدريج شاقولي
-------------------	--------------

- W -

Wave number

رقم موجي

Wave number

عدد موجي

Weighted sinusoidal functions

توابع جيبية موزونة

Well logging

سبر بيوري

Wing vibrating –string accelerometer

مقياس تسارع وبينغ

Worden gravity meter

مقياس ووردن

- Z -

Zero-length spring

نابض صفرى الطول



اللجنة العلمية:

الأستاذ الدكتور نديم أحمد
الأستاذ المساعد الدكتور نضال شقير
الأستاذ المساعد الدكتور زياد سلوم

المدقق اللغوي:

الدكتورة نسرين عبيد

حقوق الطبع والترجمة والنشر محفوظة لمديرية الكتب والمطبوعات



Damascus University