

3.3.3 Data processing and interpretation

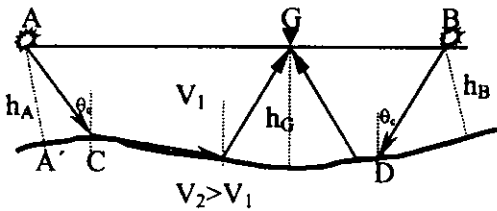
การแปลความหมายข้อมูลวิธีการสำรวจวัดคลื่นไหวสะเทือนชนิดหักเหหลายวิธี ซึ่งสามารถพบได้ในหนังสือธรรมิพิสิทธ์ทั่วไป อาทิ Robinson (1988), Telford et al. (1990), Parasnis (1997) เป็นต้น ในปัจจุบันมีโปรแกรมคอมพิวเตอร์จากหลายบริษัทที่ช่วยให้การจัดการและแปลความหมายข้อมูลทำได้สะดวกและรวดเร็ว อีกทั้งมีความต้องการมากกว่าการแปลความหมายด้วยมือ (Scott, 1973) ในการสำรวจครั้งนี้ ขั้นตอนการวิเคราะห์และแปลความหมายข้อมูลใช้โปรแกรม SIP version I (Rimrock Geophysics) เทคนิคสำคัญที่ใช้ในโปรแกรมนี้คือ delay time method

3.3.3.1 Delay time method

การแปลความหมายข้อมูลวิธีการวัดคลื่นไหวสะเทือนชนิดหักเห หลายวิธีได้นำเอาเทคนิค delay time ไปใช้ เช่น plus minus or ABC method (Parasnis, 1997), Barry's method (Telford, 1990) เป็นต้น

ในกรณีที่ชั้นรอยต่อของตัวกลางเป็นระนาบ สมการสมการของคลื่นหักเห (3.3.12-21) สามารถใช้ในการแปลความหมายข้อมูลได้ดี แต่ในกรณีที่ชั้นรอยต่อขรุขระไม่เป็นระนาบ เทคนิค delay time จะช่วยแก้ปัญหานี้ได้ และยังสามารถหาค่าความลึกถึงชั้นรอยต่อที่ตำแหน่ง geophone ใดๆ ได้ด้วย ดังนั้นวิธีการนี้จะให้รายละเอียดของภาพภาคตัดขวางโครงสร้างธรณีวิทยาสมบูรณ์มากขึ้น ค่า delay time คือ ค่าความแตกต่างของเวลาระหว่างเวลาที่คลื่นใช้เดินทางจาก shotpoint A ไปยังจุด C (AC) ด้วยความเร็วในตัวกลางที่ 1 (V_1) และเวลาที่คลื่นใช้เดินทางจากจุด A' ไปยังจุด C (A'C) ด้วยความเร็วคลื่นในตัวกลางที่ 2 (V_2) ดังรูปที่ 3.3-8

ค่า delay time ที่ตำแหน่ง shot point A, t_A คือ



$$t_A = \frac{AC}{V_1} - \frac{A'C}{V_2} = \frac{h_A \cos \theta_c}{V_1} \quad (3.3-23)$$

รูปที่ 3.3-8 Schematic of reversed seismic and delay-time methods for depth determinations.

ค่า delay time ที่ตำแหน่ง shot point B (t_B) เขียนได้ว่า

$$t_B = \frac{h_B \cos \theta_c}{V_1} \quad (3.3-24)$$

สำหรับเวลาที่คลื่นหักเหใช้ในการเดินทางจาก shot point A และ shot point B ู่ geophone G ใดๆ สามารถเขียนได้ดังสมการ

$$T_{AG} = t_A + t_{GA} + \frac{X_{AG}}{V_2}, \quad T_{BG} = t_B + t_{GB} + \frac{X_{BG}}{V_2} \quad (3.3-25)$$

T_{AG} คือ เวลาที่คลื่นหักเหใช้ในการเดินทางจาก shot point A ู่ geophone G

T_{BG} คือ เวลาที่คลื่นหักเหใช้ในการเดินทางจาก shot point B ู่ geophone G

t_{GB} คือ delay time ที่ตำแหน่ง G ซึ่งมีค่าเท่ากับ t_{GA}

เวลาที่คลื่นหักเหใช้ในการเดินทางจาก shot point A ไปยัง shot point B (T_{AB}) เท่ากัน คือ เวลาที่คลื่นหักเหใช้ในการเดินทางจาก shot point B ไปยัง shot point A ซึ่งสามารถตรวจวัดได้เมื่อนำ geophone ไปปัก ณ จุด shot point B และเมื่อทำการกำเนิดคลื่นที่ shot point A เวลา T_{AB} เขียนได้

$$T_{AB} = t_A + t_B + \frac{X_{AB}}{V_2} \quad (3.3-26)$$

ค่า delay time ที่ตำแหน่ง geophone (t_G)

$$t_G = \frac{1}{2}(t_{GA} + t_{GB} - T_{AB}) \quad (3.3-27)$$

ความลึกในแนวตั้งจากของดินชั้นแรกภายใต้ geophone (vertical depth, h_G) สามารถคำนวณได้จากสมการ

$$h_G = \frac{t_G V_1}{\cos \theta_c} \quad (3.3-28)$$

การเปลี่ยนแปลงค่าความลึกในแนวตั้งของดินชั้นแรกภายใต้ geophone spread สามารถหาได้โดยการใช้สมการข้างต้น สำหรับรายละเอียดเพิ่มเติมสามารถดูได้จาก Pakiser (1957) และ Redpath (1973)

3.3.3.2 SIP program for data processing and interpretation

เมื่อเก็บข้อมูลในภาคสนามเสร็จเรียบร้อยแล้ว ข้อมูลจะถูกเก็บในรูปแบบดิจิทัลและทำการถ่ายข้อมูลสู่คอมพิวเตอร์ เพื่อจัดการข้อมูลโดยใช้โปรแกรม SIP รายละเอียดของทฤษฎีที่ใช้ในโปรแกรมนี้อ้างอิงจาก Scott (1973) สำหรับขั้นตอนการจัดการและแปลความหมายข้อมูลของโปรแกรมนี้อย่างนี้

(1) ระบุเวลาที่คลื่นเดินทางมาถึง geophone แต่ละตัวเป็นคลื่นแรก (picking the first break) ขั้นตอนนี้มีความสำคัญมากที่สุด เนื่องจากค่าเวลาที่คลื่นเดินทางมาถึงจะส่งผลถึงความถูกต้องของแบบจำลองที่ได้ในขั้นตอนสุดท้าย

(2) สร้างไฟล์ข้อมูลเพื่อใช้ในการแปลความหมายข้อมูล ข้อมูลที่ใช้คือ ค่าเวลาที่คลื่นเดินทางมาถึงคลื่นแรกที่แต่ละ Geophone ร่วมกับข้อมูลระดับความสูงของตำแหน่ง shotpoint และ ของ geophone แต่ละตัว จากนั้นโปรแกรมจะสร้าง T-X graph ข้อมูลที่ป้อนเข้าสู่โปรแกรมเพื่อสร้างไฟล์ข้อมูลสามารถใช้ข้อมูลจาก 5 geophone spreads แต่ละ spread มีตำแหน่ง shotpoint ได้มากที่สุด 7 shotpoints และแต่ละ spread มีจำนวน geophone มากสุด 48 geophones

(3) การแปลความหมายข้อมูลโดยใช้เทคนิค iterative ray-tracing ซึ่งมีหลักการเหมือนกับการสร้างรูปแบบจำลองด้วยวิธี inversion สำหรับวิธี delay-time (Pakiser และ Black, 1957) ถูกนำมาใช้ในการประมาณค่าความลึกขั้นต้นของแบบจำลองชั้นดิน จากนั้นทำการทดสอบและปรับแก้แบบจำลองด้วยวิธี ray-tracing โดยโปรแกรมจะสร้างเส้นทางเดินของคลื่นจากแบบจำลองที่สร้างขึ้นย้อนกลับไปยังตำแหน่ง shotpoints และ geophone แต่ละตัว พร้อมทั้งคำนวณเวลาที่ใช้ในการเดินทางนำเวลาดังกล่าวไปเปรียบเทียบกับเวลาที่วัดได้จริงจากภาคสนาม (field-measured refraction arrival time) หากมีความแตกต่างกันมาก แสดงว่าแบบจำลองที่สร้างขึ้นยังไม่ถูกต้อง จะต้องปรับแก้แบบจำลองใหม่ คำนวณเวลาที่ใช้ในการเดินทาง และเปรียบเทียบเวลาที่คำนวณได้จากแบบจำลองกับเวลาที่วัดได้จริงจากภาคสนามอีก แบบจำลองจะถูกปรับแก้จนกระทั่งได้ค่าความแตกต่างระหว่างเวลาที่คำนวณได้จากแบบจำลองกับเวลาที่วัดได้จริงจากภาคสนามมีค่าน้อยๆ ที่สามารถยอมรับได้ โดยทั่วไปจะยอมรับที่ค่าความแตกต่างน้อยกว่า 5% ค่าความเร็วคลื่นไหวสะเทือนของดินชั้นบน (top layer) หาได้จากค่าเฉลี่ยของความเร็วคลื่นที่คำนวณได้จากข้อมูลที่ได้จากแหล่งกำเนิดคลื่นแต่ละจุดสำหรับค่าความเร็วคลื่นของดินชั้นล่าง ได้จากการ

คำนวณด้วยวิธี 1) Regression ค่าความเร็วคลื่นคำนวณจากส่วนกลับของค่าความชันของกราฟ 2) วิธี Hobson-Overtone (Hobson and Overtone, 1968: in Scott, 1973) การคำนวณค่าความเร็วคลื่นโดยวิธีนี้สามารถทำได้เมื่อรู้ค่าเวลาเดินทางไป-กลับระหว่าง shotpoint (reciprocal time) เมื่อได้ค่าความเร็วคลื่นจาก 2 วิธีข้างต้น ในขั้นตอนการร่างแบบจำลองโดยใช้ inversion program ค่าความเร็วที่ใช้ในขั้นตอนนี้จะใช้ค่าเฉลี่ยความเร็วคลื่นที่คำนวณได้จาก 2 วิธีข้างต้น และในการปรับแก้แบบจำลองโดยปกติโปรแกรมจะทำการคำนวณและทำซ้ำเพียง 2 ครั้งก็เพียงพอ (Scott, 1973).

เนื่องในการสำรวจครั้งนี้มีระยะทางแนววัดประมาณ 1 กิโลเมตร ในการเก็บข้อมูลจึงประกอบไปด้วยหลาย spread ดังนั้นในขั้นตอนการแปลความหมายข้อมูลโดยใช้โปรแกรม SIP นี้ ได้นำเอาข้อมูลจาก 2 spreads ที่อยู่ติดกันซึ่งครอบคลุมระยะทาง 141m มาแปลความด้วยกันและได้แบบจำลองของชั้นดินมา 1 แบบจำลอง ขั้นตอนสุดท้ายเมื่อนำแบบจำลองที่อยู่ติดกันมาเชื่อมต่อกันจึงได้แผนภาพแบบจำลองโครงสร้างชั้นดินตลอดแนววัด

3.3.4 ผลและวิเคราะห์

ข้อมูลจากการสำรวจจะถูกประมวลผลด้วยโปรแกรม SIP version 1 (Rimrock Geophysics) ผลการสำรวจแสดงดังรูปที่ 3.3-9 ซึ่งแสดงความสัมพันธ์ระหว่างกราฟระยะทางกับเวลาและผลการแปลความหมายข้อมูลแสดงโครงสร้างของชั้นดินซึ่งจำแนกตามความเร็วคลื่นไหวสะเทือนในตัวกลาง

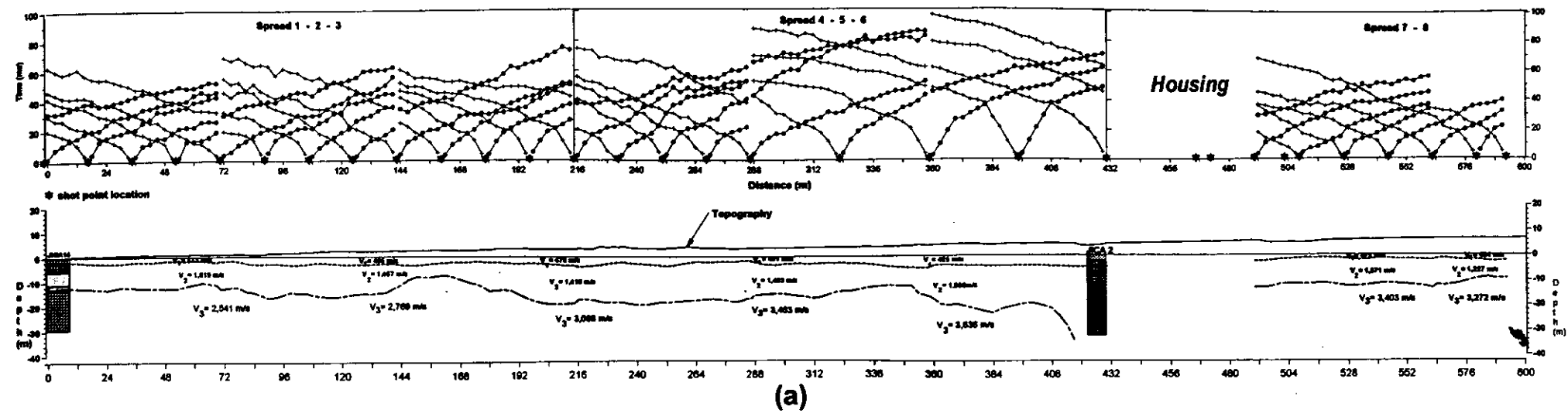
จากรูปที่ 3.3-9 โครงสร้างภายใต้ผิวดินในแนววัด M สามารถจำแนกออกได้เป็น 3 ชั้น ยกเว้นที่ระยะ 688 ถึง 724m ซึ่งสามารถจำแนกได้ 2 ชั้น ทั้งนี้เนื่องจากตำแหน่งที่จะใช้กำเนิดคลื่นไหวสะเทือนที่ระยะห่างจาก geophone spread พื้นที่เป็นบ้านเรือนและเป็นพุ่มไม้ไม่สามารถใช้เป็นจุดกำเนิดคลื่นได้ ซึ่งเป็นปัญหาเดียวกันกับระยะ 430 ถึง 490m ที่ไม่สามารถทำการเก็บข้อมูลได้ ความหนาของชั้นที่หนึ่งอยู่ในช่วง 1.4 - 5.0m ความเร็วคลื่นที่ อยู่ระหว่าง 374 - 572m/s ซึ่งน่าจะเป็นความเร็วของชั้นหน้าดิน (surface layer) ส่วนความเร็วมากที่สุดของชั้นนี้อยู่ที่ระยะ 0 - 120m ซึ่งเป็นช่วงที่พบก้อนกรวดและก้อนหินที่ผิวดินมากกว่าช่วงอื่นๆ ส่วนความเร็วคลื่นน้อยที่สุดพบที่ระยะ 688 - 724m ข้อมูลจากหลุมเจาะ MV479 ระบุว่าชั้นบนเป็นชั้นทรายซึ่งสอดคล้องกับข้อมูลที่สังเกตได้เมื่อทำการเก็บตัวอย่างดินเพื่อวิเคราะห์สภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็ก

ชั้นที่สองมีความหนาระหว่าง 6.4 - 29.6m โดยมีความเร็วคลื่นที่ 1227 - 2244m/s ซึ่งน่าจะเป็นความเร็วของคลื่นในชั้นดินเหนียว ดินโคลน ทรายที่เปียกน้ำ หรือชั้นดินตะกอนจากน้ำพัดพา ความเร็วมากที่สุดของชั้นนี้อยู่ที่ระยะ 688 - 724m ข้อมูลจากหลุมเจาะ MV479 ระบุว่าที่ระดับลึกนี้เป็นชั้นทรายซึ่งน่าจะเป็นชั้นทรายที่อิ่มตัวด้วยน้ำ เพราะความเร็ว 2244m/s มากกว่าความเร็วของชั้นทรายเปียก ความลึกถึงชั้นรอยต่อระหว่างชั้นที่สองและชั้นที่สามซึ่งแทนด้วยเส้นประที่บ่งชี้อยู่ในช่วง 9.1 - 34.2m ความลึกมากที่สุดพบที่ระยะ 420m สำหรับที่ระยะ 140 - 200m และ 310 - 420m เส้นประที่บ่งชี้ลักษณะคล้ายรูปประฆังกว่าอาจจะเกิดจากการคั่นตัวขึ้นมาของชั้นที่สาม สำหรับที่ระยะ 420m ชั้นที่สองมีแนวโน้มจะมีความลึกมากที่สุดสอดคล้องกับข้อมูลจากหลุมเจาะ JICA2 ที่ระบุว่าชั้นหินฐานอยู่ที่ระดับลึก อย่างไรก็ตาม เนื่องจากไม่มีข้อมูลจากระยะ 420 - 680m จึงไม่สามารถวิเคราะห์โครงสร้างที่ต่อเนื่องจากระยะดังกล่าวได้

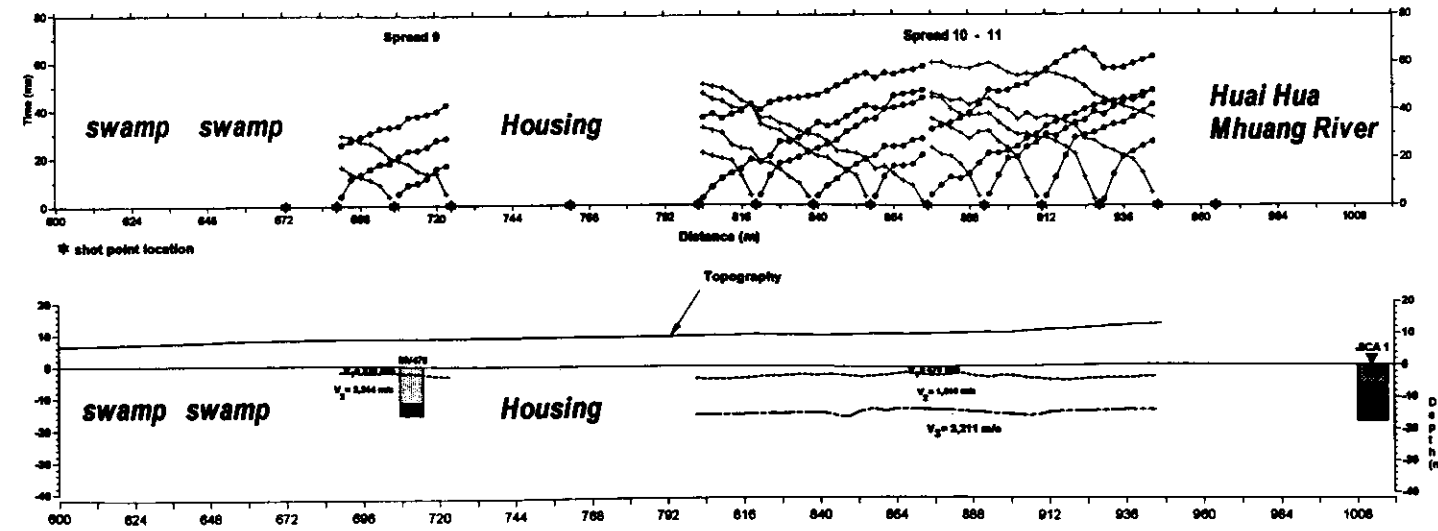
ชั้นที่สามมีความเร็วคลื่นที่ 2541 - 3636m/s เมื่อเปรียบเทียบค่าความเร็วคลื่นที่ได้นี้กับความเร็วคลื่นจากฐานข้อมูลในตารางที่ 1 ร่วมกับข้อมูลจากหลุมเจาะ ความเร็วคลื่นในช่วงนี้น่าจะเป็นความเร็วของคลื่นในชั้นหินฐาน (basement rocks) ในชั้นนี้สามารถจะเห็นการเปลี่ยนแปลงของค่าความเร็วคลื่นที่ทางด้านข้าง (lateral velocities) ได้ชัดเจน ซึ่งเป็นตัวชี้ให้เห็นว่าชั้นหินฐานภายใต้แนววัด M จะต้องเป็นหินต่างชนิดกัน โดยความเร็วมีค่ามากขึ้นจากตำแหน่งหลุมเจาะ JICA15 ถึงตำแหน่งหลุมเจาะ JICA2 ในช่วงระยะ 0 - 250m ค่าความเร็วคลื่นอยู่ระหว่าง 2541 - 3088m/s ซึ่งเมื่อเปรียบเทียบกับข้อมูลชั้นดินจากหลุมเจาะ JICA15 น่าจะเป็นความเร็วคลื่นในชั้นหินปูน ระยะต่อจาก 250 - 420m ค่าความเร็วคลื่นเพิ่มขึ้นมีค่าระหว่าง 3463 - 3636m/s ค่าความเร็วคลื่นในช่วงนี้เมื่อเปรียบเทียบกับข้อมูลชั้นดินจากหลุมเจาะ JICA2 น่าจะเป็นค่าความเร็วคลื่นในชั้นหิน

ทราย ฉะนั้นน่าจะเป็นไปได้ว่ารอยต่อระหว่างหินปูนและหินทรายน่าจะอยู่ที่ตำแหน่งระหว่าง 240 - 290m ชั้นหินฐานที่ระยะ
ต่อจากหลุมเจาะ JICA2 - 590m น่าจะยังคงเป็นชั้นหินทราย เพราะค่าความเร็วคลื่นมากกว่า 3200m/s สำหรับระยะต่อจาก 590
- 688m ไม่มีข้อมูลของคลื่นไหวสะเทือน มีเฉพาะข้อมูลจากหลุมเจาะ MV479 ที่ระบุว่าชั้นหินฐานเป็นหินแกรนิต ดังนั้น
ตำแหน่งรอยต่อระหว่างชั้นหินทรายและหินแกรนิตน่าจะอยู่ในช่วงที่ดินชั้นบนเป็นดินพรุ (swamp) แต่จากแบบจำลองชั้นดิน
ของวิธีวัดค่าสนามโน้มถ่วง (ดูการวิเคราะห์แบบจำลองภายใต้แนววัด M หน้า 71) หินแกรนิตที่ตำแหน่งดังกล่าวน่าจะเป็นก้อน
หินแกรนิตมนใหญ่ (boulder) เช่นเดียวกับที่ระยะ 688 - 802m ที่ข้อมูลของคลื่นไหวสะเทือนไม่มีข้อมูลของชั้นที่สาม ข้อมูล
ชั้นที่สามของคลื่นไหวสะเทือนปรากฏอีกครั้งที่ระยะ 800 - 946m โดยมีค่าความเร็ว 3211m/s ดังนั้นความเร็วค่านี้น่าจะเป็น
ความเร็วคลื่นในหินทราย ดังนั้นชั้นหินฐานจากระยะ 590m ถึงระยะ 946m จะยังคงเป็นชั้นหินทราย

สำหรับชั้นที่หนึ่งกับชั้นที่สองซึ่งถูกแยกออกจากกันด้วยเส้นประบาง และเส้นประบางน่าจะเป็นเส้นที่ระบุความลึก
ถึงชั้นน้ำใต้ดิน โดยชั้นที่หนึ่งน่าจะเป็นชั้นไม่อิ่มตัว ส่วนชั้นที่สองน่าจะเป็นชั้นอิ่มตัว เพราะเมื่อเปรียบเทียบระดับความลึกถึง
เส้นประบางที่หลุมเจาะ JICA15 พบว่าด้านบนและด้านล่างของเส้นประเป็นชั้นดินชนิดเดียวกันคือชั้นกรวดทราย ที่หลุม
เจาะ JICA2 ด้านบนและด้านล่างของเส้นประเป็นชั้น silt - sandy silt และที่หลุมเจาะ MV479 ด้านบนและด้านล่างของเส้น
ประเป็นชั้นทราย ดังนั้นเส้นประบางจึงไม่ได้เป็นตัวจำแนกชั้นดินที่ต่างชนิดกัน แต่เป็นตัวจำแนกชั้นดินชนิดเดียวกันที่มี
ปริมาณน้ำที่แทรกอยู่ต่างกัน



(a)



(b)

- LEGEND**
- Course gravel bearing
 - Silt
 - Tuffaceous silty clay
 - Weathered mudstone
 - Granite
 - Limestone
 - Silty clay
 - Clayey sand
 - Sandstone
 - Gravel bearing clay
 - Bolder bearing sand gravel
 - Sand
 - Gravel

Figure 3.3-9 A time-distance graph and the model of subsurface layers along the main profile(M) are plotted together with the geological sections of deep wells on the profile M. Picture (a) is the section from 0m to 600m and (b) is the section from 600m to the end of the profile.

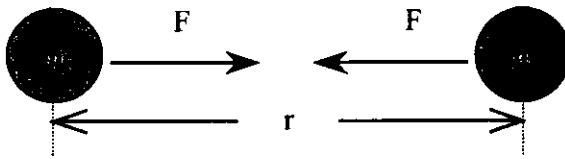
3.4 ระเบียบวิธีวัดค่าสนามโน้มถ่วง

การวัดค่าสนามโน้มถ่วงอาศัยหลักการที่วัตถุดึงดูดซึ่งกันและกัน วัตถุที่อยู่บนผิวโลกจะถูกดึงดูดสู่ใจกลางของโลก ด้วยแรงโน้มถ่วง (gravitational force) และความเร่งที่เกิดจากแรงนี้เรียกว่า ความเร่งเนื่องจากแรงดึงดูดของโลก (gravitational acceleration) เนื่องจากค่าความเร่งโน้มถ่วงที่ทุกตำแหน่งบนผิวโลกจะมีค่าคงที่ หากว่ารูปทรงของโลกเป็นทรงกลมตันและมีการกระจายของมวลภายในโลกสม่ำเสมอ แต่เนื่องจากรูปทรงของโลกไม่ได้เป็นทรงกลมและการกระจายของมวลไม่สม่ำเสมอ อีกทั้งโลกยังหมุนอีกด้วย ปัจจัยเหล่านี้จึงทำให้ขนาดของค่าความเร่งโน้มถ่วงที่ผิวโลกมีค่าไม่คงที่ การเปลี่ยนแปลงค่าความหนาแน่นของชั้นหินภายในโลกจากบริเวณหนึ่งไปยังอีกบริเวณหนึ่ง เช่น โพรงใต้ดิน แอ่งตะกอนทับถม หุบเขาใต้ดิน และ โคมเกลือ ฯลฯ จะทำให้ขนาดค่าความเร่งโน้มถ่วงที่ผิวโลกเปลี่ยนไป ดังนั้นการวัดและการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงขนาดของความเร่งดังกล่าวบนผิวโลก สามารถหาลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาใต้ผิวดินได้

3.4.1 ทฤษฎีพื้นฐาน

3.4.1.1 กฎแห่งแรงโน้มถ่วง (The Law of Universal Gravitation)

การสำรวจด้วยการวัดค่าความโน้มถ่วง เป็นการสำรวจวัดค่าแรงดึงดูดระหว่างวัตถุที่อยู่ใต้ผิวดินกับก้อนมวลที่อยู่ในเครื่องวัดค่าความโน้มถ่วง อาศัยกฎความโน้มถ่วงของนิวตันที่ว่า “วัตถุหนึ่งจะส่งแรงดึงดูดไปยังวัตถุอื่นด้วยแรงซึ่งเป็นปฏิภาคตรงกับผลคูณของมวลทั้งสองที่กำลังพิจารณาและเป็นปฏิภาคผกผันกับระยะห่างระหว่างมวลนั้นยกกำลังสอง” ดังรูป



รูปที่ 3.4-1 A force of masses attraction.

แรงดังกล่าวคือแรงดึงดูดระหว่างมวล เขียนได้ดังสมการ

$$F \propto \frac{m_1 m_2}{r^2} \tag{3.4-1}$$

$$F = \frac{G m_1 m_2}{r^2} \tag{3.4-2}$$

เมื่อ F คือ แรงดึงดูดระหว่างวัตถุทั้งสองซึ่งมีมวล m_1 และ m_2

r คือ ระยะระหว่างวัตถุทั้งสอง

G คือ ค่าคงที่ความโน้มถ่วงสากล (universal gravitational constant) ซึ่งมีค่าเท่ากับ $6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{Kg}^2$

3.4.1.2 ความเร่งโน้มถ่วง (gravitational acceleration)

ขนาดของความเร่งโน้มถ่วง (a) ของมวล m_2 สามารถหาได้โดยอาศัยกฎข้อที่สองของนิวตัน ได้ว่า

$$F = \frac{Gm_1m_2}{r^2} = m_2a \quad (3.4-3)$$

$$a = \frac{Gm_1}{r^2} \quad (3.4-4)$$

ความเร่งนี้มีทิศทางเข้าหามวล m_1 เสมอ

เมื่อพิจารณาแรงดึงดูดของโลกที่กระทำต่อก้อนมวล m_2 ที่อยู่ภายในเครื่องมือวัด เมื่อให้ m_2 เป็นมวลของหินภายใต้ผิวดิน ความเร่ง หรือ สนามโน้มถ่วง หรือ ความโน้มถ่วง คือ แรงต่อหนึ่งหน่วยมวล

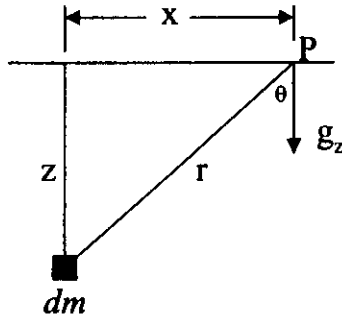
$$F = m_2g \quad (3.4-5)$$

g คือ ค่าความเร่งเนื่องจากสนามโน้มถ่วงของโลก จากสมการ (3.4-4) จะได้ว่า

$$g = \frac{Gm_1}{r^2} \quad (3.4-6)$$

ค่าความเร่งเนื่องจากสนามโน้มถ่วง (g) เป็นปริมาณการวัดค่าสนามโน้มถ่วง ณ จุดใดๆ

เมื่อพิจารณาบริเวณหนึ่งบนผิวโลกซึ่งกำหนดให้มวลภายใต้ผิวดินในบริเวณดังกล่าวมีลักษณะเป็นเนื้อเดียวกัน (Homogeneous media) และมีวัตถุที่สนใจขนาดเล็ก dm มีค่าความหนาแน่นแตกต่างจากความหนาแน่นของมวลที่อยู่รอบข้างดังรูปที่ 3.4-2



รูปที่ 3.4-2 The gravitational effect of a mass element. (from Griffiths and King, 1981)

ค่าของ g ที่จุด P มีค่า

$$g = \frac{G(dm)}{r^2} \quad (3.4-7)$$

เมื่อ r คือ ระยะระหว่างก้อนมวล dm ถึงจุด P โดยทิศทางของความเร่งพุ่งไปทางมวล dm

จาก $dm = \rho dV$ (3.4-8)

ดังนั้น $a = \frac{G\rho dV}{r^2}$ (3.4-9)

ρ และ dV เป็นความหนาแน่นและปริมาตรของก้อนมวลตามลำดับ

ค่าสนามโน้มถ่วงหรือความโน้มถ่วงในทิศตั้งฉากกับผิวโลก

$$g_z = a \cos \theta = \frac{G \rho dV \cos \theta}{r^2} \quad (3.4-10)$$

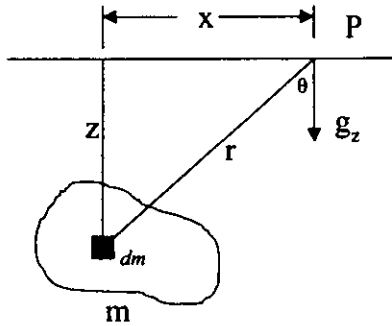
θ คือ มุมระหว่าง r กับแนวตั้ง (Z)

Z คือ ความลึกของก้อนมวลจากผิวดิน

จากรูปที่ 3.4-2

$$g_z = \frac{GZ\rho dV}{(x^2 + Z^2)^{\frac{3}{2}}} \quad (3.4-11)$$

เมื่อวัตถุที่สนใจมีขนาดใหญ่

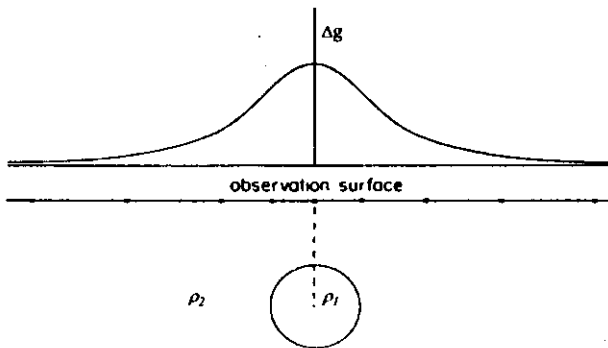


รูปที่ 3.4-3 The gravitational effect of a large mass. (modified after Griffiths and King, 1981)

จะได้ว่า

$$g_z = G \int \frac{z \rho dV}{r^3} \quad (3.4-12)$$

จะเห็นว่า ค่าความเร่งโน้มถ่วง (g) จะขึ้นอยู่กับค่าความหนาแน่นของมวล dm ด้วย เมื่อความหนาแน่นเปลี่ยนแปลงก็ จะทำให้ค่า g เปลี่ยนไปด้วย เช่น เมื่อวัดค่าความเร่งโน้มถ่วงบนผิวดินโดยมวลภายใต้ผิวดินมีความหนาแน่น ρ_1 และ ρ_2 ได้การ เปลี่ยนแปลงค่า g ดังรูป



รูปที่ 3.4-4 The gravity anomaly of a sphere ($\rho_1 > \rho_2$). (modified after Edwin, S. and Cahit, 1988)

3.4.1.3 ความหนาแน่นของหิน

ค่าสนามโน้มถ่วงผิดปกติเกิดจากความแตกต่างของความหนาแน่น หรือ ความหนาแน่นเปรียบเทียบ (density contrast) ระหว่างความหนาแน่นของมวลผิดปกติกับความหนาแน่นของมวลหินข้างเคียง สำหรับวัตถุซึ่งมีความหนาแน่น ρ_1 วางอยู่ในสสารที่มีความหนาแน่น ρ_2 ความหนาแน่นเปรียบเทียบกำหนดโดย

$$\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2 \quad (3.4-13)$$

3.4.1.4 หน่วยของความเร่ง

ค่าความเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วง (g) มีหน่วยการวัดแบบ SI Unit (Standard International Units) เป็น m/s^2 เนื่องจากการเปลี่ยนแปลงขนาดของค่า g ในงานสำรวจด้านความโน้มถ่วงมีค่าน้อยมาก ประมาณหนึ่งในหมื่น ถึง หนึ่งในล้านของขนาดของ g ที่ผิวโลก ดังนั้นการวัดค่า g จึงใช้หน่วย gravity Unit หรือ (g.u.) โดยที่ $1 \text{ g.u.} = 1 \mu m/s^2$ หรือ 0.1 mgal

3.4.1.5 การปรับแก้ข้อมูล

ในการวัดค่าสนามโน้มถ่วง ค่าที่วัดได้ที่ตำแหน่งจุดวัดใดๆจะเป็นค่าสนามโน้มถ่วงสัมพัทธ์ (relative gravity) ระหว่างจุดวัดในพื้นที่ นอกจากสภาพทางธรณีวิทยาภายใต้ผิวดินที่มีอิทธิพลต่อค่าที่วัดได้แล้ว ยังมีปัจจัยสำคัญอื่นๆ ที่มีอิทธิพลต่อค่าการวัด ได้แก่ การเปลี่ยนแปลงค่าสนามโน้มถ่วงที่ขึ้นกับเวลา ความสูงของจุดวัด และลักษณะภูมิประเทศใกล้จุดวัด เช่น เทือกเขา หุบเหว ดังนั้นจึงจำเป็นต้องปรับแก้ค่า g ที่วัดได้ โดยการขจัดกาเปลี่ยนแปลงของค่า g อันเนื่องมาจากปัจจัยต่างๆ ที่กล่าวมาข้างต้น เพื่อให้เหลือเฉพาะค่าสนามโน้มถ่วงที่เกิดจากลักษณะทางธรณีวิทยาใต้ผิวดินเพียงอย่างเดียว การปรับแก้ค่าสนามโน้มถ่วงในงานวิจัยนี้ประกอบไปด้วย การปรับแก้ดริฟท์ (Drift correction) การปรับแก้ละติจูด (Latitude correction) การปรับแก้ฟรีแอร์ (Free - air correction) และการปรับแก้บูเกอว์ (Bouguer correction)

นอกจากนี้ การเปลี่ยนแปลงของค่าสนามโน้มถ่วงยังเกิดจากอิทธิพลของน้ำขึ้น - น้ำลง อันเป็นผลมาจากแรงดึงดูดของดวงอาทิตย์และดวงจันทร์ แต่เนื่องจากอิทธิพลดังกล่าวมีผลต่อการเปลี่ยนแปลงค่าสนามโน้มถ่วงน้อยจึงไม่มีการปรับแก้ข้อมูลตรงจุดนี้ ในการปรับแก้ค่า g ข้อมูลหลักที่จำเป็นต้องใช้ได้แก่ ค่า g ที่วัดได้ ตำแหน่งของจุดวัด ความสูงของจุดวัด และเวลาที่อ่านค่า g ณ จุดวัดนั้นๆ

3.4.1.5.1 การปรับแก้ดริฟท์

เมื่อทำการวัดค่าสนามโน้มถ่วง (g) ณ ตำแหน่งเดียวกันในช่วงเวลาที่ต่างกัน ค่าที่วัดได้จะไม่คงที่ และจะเปลี่ยนแปลงตามเวลา ทั้งนี้เกิดจากสปริงที่ยึดก่อนมวลภายในเครื่องวัดมีการสั่นตัวเมื่อเวลาผ่านไป จึงส่งผลให้ค่า g ที่วัดได้เปลี่ยนแปลงไปด้วยการปรับแก้ดริฟท์เพื่อทำให้ค่า g ที่อ่านได้ที่ตำแหน่งเดียวกันมีค่าเท่ากัน ดังนั้นการวัดค่าสนามโน้มถ่วงจะทำการวัดที่ตำแหน่งหนึ่ง แล้วย้ายไปทำการวัดที่ตำแหน่งอื่นๆ เมื่อเวลาผ่านไปประมาณไม่เกิน 2 ชั่วโมง จึงกลับไปวัดที่ตำแหน่งเดิม ทั้งนี้เพื่อต้องการหาอัตราการเปลี่ยนแปลงของค่า g ตามเวลา แล้วนำอัตราการเปลี่ยนแปลงนี้ไปปรับแก้ค่า g ที่ได้จากการวัดที่จุดวัดต่างๆ ในช่วงเวลาก่อนที่จะกลับมาทำการวัดที่ตำแหน่งเดิม

3.4.1.5.2 การปรับแก้ละติจูด

การปรับแก้ละติจูดทำเพื่อลดอิทธิพลจากการเปลี่ยนแปลงค่า g เนื่องจากโลกไม่เป็นทรงกลมและเนื่องจากโลกหมุน ค่า g ที่ละติจูดต่างๆ สามารถหาได้จากสูตรสนามโน้มถ่วงสากล ที่กำหนดโดย International Union of Geology and Geophysics, 1967 โดยแสดงความสัมพันธ์ของค่าความโน้มถ่วงกับละติจูดบนทรงกลมอ้างอิง (reference – spheroid) ดังสมการ

$$g_{\phi} = 9780318(1 + 0.0053024 \sin^2 \phi + 0.0000059 \sin^2 \phi) \quad g.u. \quad (3.4-14)$$

เมื่อ g_{ϕ} คือ ค่าความโน้มถ่วงที่ละติจูด ϕ ใดๆ และนำค่าที่คำนวณได้นี้ไปลบออกจากค่าที่อ่านได้จากเครื่องมือวัด ณ จุดนั้นๆ

เนื่องจากการเปลี่ยนแปลงค่า g ในแนวเหนือ - ใต้ จากสมการที่ (3.4-14) จะได้

$$\Delta g_{\phi} = 8.12 \sin 2\phi \quad g.u. / km \quad (3.4-15)$$

ดังนั้นเมื่อกำหนดให้จุดวัดใดๆในพื้นที่สำรวจเป็นจุดอ้างอิง จุดวัดที่อยู่ทางด้านทิศเหนือและทางด้านทิศใต้ย่อมได้รับอิทธิพลเนื่องจากการเปลี่ยนแปลงของค่า g ในทิศทางดังกล่าว ดังนั้นจะต้องนำค่าการเปลี่ยนแปลงของค่า g ระหว่างจุดวัดใดๆกับจุดอ้างอิง โดยคำนวณจากสมการ (3.4-15) ไปลบออกจากค่า g ที่วัดได้ของจุดวัดที่อยู่ทางด้านทิศเหนือของจุดอ้างอิงและนำไปบวกกับค่า g ที่วัดได้เมื่อจุดวัดอยู่ทางทิศใต้ของจุดอ้างอิง

3.4.1.5.3 การปรับแก้ฟรีแอร์

จากสมการ
$$g = \frac{GM}{R^2}$$

g คือ ค่าความเร่งโน้มถ่วงที่จุดบนผิวโลกทรงกลม

M คือ มวลของโลก มีค่า 5.973×10^{24} กิโลกรัม

R คือ รัศมีของโลก

จะเห็นว่า ค่า g ขึ้นอยู่กับระยะทาง R ดังนั้นจุดที่อยู่ห่างจากจุดศูนย์กลางของโลกมากจะมีค่าสนามโน้มถ่วงน้อย เนื่องจากจุดวัดอยู่ที่ระดับความสูงต่างกัน จึงต้องปรับแก้ค่า g ที่จุดวัดเหล่านั้นให้เป็นค่า g ที่วัดที่ระดับเดียวกัน เรียกว่า ระดับมูลฐาน (datum level)

สมการที่นำมาใช้ในการปรับแก้ชนิดนี้ได้มาจากเกรเดียนท์ในแนวตั้ง (vertical gradient) ของค่า g

$$dg_{FAC} = -\frac{2GMdR}{R^3} \quad (3.4-16)$$

ค่าปรับแก้ฟรีแอร์เมื่อจุดวัดอยู่สูงหรือต่ำกว่าระดับมูลฐาน h เมตร คือ

$$\Delta g_{FAC} = -3.072h \quad g.u. \quad (3.4-17)$$

Δg_{FAC} คือ การเปลี่ยนแปลงค่า g เนื่องจากระดับความสูงที่ต่างกัน เครื่องหมายลบแสดงว่าค่า g มีค่าลดลงเมื่อจุดวัดอยู่สูงขึ้นไป ดังนั้นจะต้องนำขนาดของค่า Δg_{FAC} ที่คำนวณได้ไปบวกกับค่า g ที่วัดได้ เมื่อจุดวัดอยู่สูงกว่าระดับมูลฐาน

3.4.1.5.4 การปรับแก้บูแกร์

เมื่อทำการปรับแก้ค่าฟรีเซอร์ เพื่อให้ระดับของการวัดค่า g อยู่ในระดับเดียวกันแล้ว จะเห็นว่าค่า g ยังได้รับอิทธิพลจากมวลที่อยู่ระหว่างจุดวัดกับระดับมาตรฐาน ดังนั้นเพื่อลดอิทธิพลของมวลส่วนนี้ จึงต้องมีการปรับแก้ค่า g เรียกว่า การปรับแก้บูแกร์ ซึ่งเขียนแทนด้วย Δg_{BC} โดยที่

$$\begin{aligned}\Delta g_{BC} &= 2\pi G\rho h \\ &= 0.0004191 \rho h \quad g.u.\end{aligned}\quad (3.4-18)$$

ρ คือ ความหนาแน่นของมวลที่อยู่ระหว่างจุดวัดกับระดับมาตรฐาน หน่วย kg/m^3

h คือ ความหนาของชั้นดินที่อยู่ระหว่างจุดวัดกับระดับมาตรฐาน หน่วย m

ในกรณีที่จุดวัดค่า g อยู่สูงกว่าระดับมาตรฐาน จะต้องนำค่า Δg_{BC} ไปลบออกจากค่าที่วัดได้ แต่ถ้าหากจุดวัดอยู่ต่ำกว่าระดับมาตรฐานจะต้องนำค่า Δg_{BC} ไปบวกกับค่าที่วัดได้

3.4.1.5.5 การปรับแก้ภูมิประเทศ

เป็นการปรับแก้ค่า g อันเนื่องมาจากอิทธิพลของภูมิประเทศที่เป็นภูเขาและแอ่ง ภูเขาที่อยู่ใกล้จุดวัดจะส่งแรงดึงดูดมายังก่อนมวลที่อยู่ภายในเครื่องวัด ในขณะที่แอ่งจะทำให้แรงดึงดูดลดลง ส่งผลให้ค่า g ที่วัดได้ลดลงเช่นเดียวกัน ดังนั้นในการปรับแก้จึงต้องเอาปริมาณการเปลี่ยนแปลงค่า g อันเนื่องมาจากลักษณะภูมิประเทศไปบวกเข้ากับค่า g ที่วัดได้ ณ จุดวัดนั้นๆ เสมอ ในงานวิจัยนี้ไม่ได้ทำการปรับแก้ลักษณะภูมิประเทศ เนื่องจากพื้นที่วิจัยมีขนาดเล็ก อิทธิพลของภูมิประเทศที่ส่งผลมายังจุดวัดแต่ละจุดมีค่าต่างกันน้อยมาก

3.4.1.5.6 ความโน้มถ่วงผิดปกติบูแกร์

ค่าสนามโน้มถ่วงที่เกิดจากลักษณะทางธรณีวิทยาใต้ผิวดินเพียงอย่างเดียว เป็นค่าสนามโน้มถ่วงที่ได้รับการปรับแก้ค่า g อันเนื่องมาจากอิทธิพลจากปัจจัยอย่างอื่นคงได้กล่าวมาแล้ว ค่าดังกล่าวเรียกว่า ค่าสนามโน้มถ่วงบูแกร์ (Bouguer gravity, g_B) หาได้จากสมการ

$$g_B = g_{obs} \pm \Delta g_\rho \pm \Delta g_{FAC} \mp \Delta g_{BC} \quad (3.4-19)$$

Δg_{obs} คือ ค่า g ที่วัดได้ที่สถานีวัดต่างๆ และได้มีการปรับแก้ครีฟท์แล้ว

สำหรับความโน้มถ่วงผิดปกติบูแกร์ (bouguer gravity anomaly, g_{BA}) เป็นผลต่างระหว่างค่าสนามโน้มถ่วงบูแกร์ g_B ณ จุดวัดใดๆ กับสนามโน้มถ่วงบูแกร์ ณ จุดอ้างอิง g_{BR} ดังนั้นจะได้

$$g_{BA} = g_B - g_{BR} \quad (3.4-20)$$

3.4.1.6 แบบจำลองของค่าสนามโน้มถ่วงผิดปกติเนื่องจากรอยเลื่อน

รอยเลื่อน (fault) คือ รอยแตกในชั้นเปลือกโลกที่มีการเลื่อนไถลของชั้นหินขนานไปกับพื้นผิวรอยแตก รอยเลื่อนปกติ (normal fault) จะทำมุมมากกว่า 45 องศากับแนวระดับ ในกรณีที่แผ่นมวลยาวมากอันอาจเกิดจากการคั่นตัวของชั้นหิน

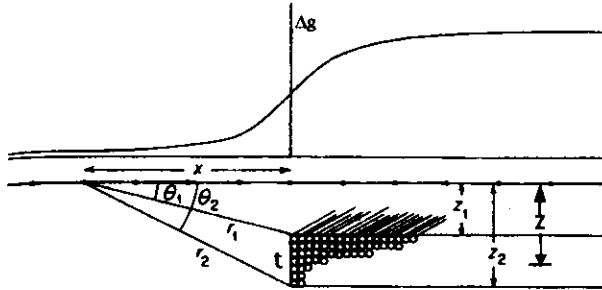
แข็งขึ้นมาและวางตัวตามแนวอน ค่าสนามโน้มถ่วงผิดปกติ ที่ระยะใดๆ บนผิวดินในทิศทางตั้งฉากกับทิศการวางตัวของแผ่นมวล เป็นไปตามสมการ

$$\Delta g_{max} = 2G\phi\Delta\rho t \quad (3.4-21)$$

ϕ คือ มุมรองรับ (Subtended angle)

$\Delta\rho$ คือ ความแตกต่างของมวลต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่

t คือ ความหนาของรอยเลื่อน



รูปที่ 3.4-5 The gravity anomaly across a vertical fault. (modified after Edwin S. and Cahit, 1988)

จากรูปที่ 3.4-5 อาศัยสมการที่ (3.4-21) จะได้ว่า

$$\Delta g_{max} = 2G\Delta\rho t \left(\frac{\pi}{2} - \tan^{-1} \frac{x}{z} \right) \quad (3.4-22)$$

x คือ ระยะทางบนผิวดินเริ่มจากตำแหน่งของรอยเลื่อน

z คือ ความลึกจากผิวดินถึงกึ่งกลางรอยเลื่อน

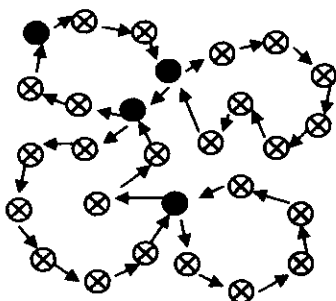
สำหรับระยะความลึกของรอยเลื่อนจากผิวดินจนถึงกึ่งกลางรอยเลื่อนสามารถคำนวณจากสมการ

$$z = (X_{3/4} - X_{1/4}) / 2 \quad (3.4-23)$$

$X_{3/4}$ เป็นระยะทางเมื่อค่าสนามโน้มถ่วงผิดปกติมีค่าเป็น 3/4 เท่าของค่าความผิดปกติมากที่สุด

$X_{1/4}$ เป็นระยะทางเมื่อค่าสนามโน้มถ่วงผิดปกติมีค่าเป็น 1/4 เท่าของค่าความผิดปกติมากที่สุด

3.4.2 การวัดค่าสนามโน้มถ่วงและการปรับแก้ข้อมูล



- สถานีฐาน
- สถานีวัดใดๆ
- ← ทิศทางการเดินเก็บข้อมูล

รูปที่ 3.4-6 The pattern of gravity survey which it perform as a loop measuring.

- กำหนดจุดวัดลงบนแผนที่ให้ครอบคลุมพื้นที่ศึกษา ระยะห่างของแต่ละจุดห่างกันประมาณ 40-50m รวมจุดวัดทั้งหมด 125 จุด
- ทำการวัดค่าสนามโน้มถ่วงแต่ละจุดวัดแล้วบันทึกค่าการอ่านและบันทึกเวลาขณะที่ย่านค่าสนามโน้มถ่วง
- ทำการอ่านและบันทึกตำแหน่งของจุดวัดจากเครื่องมืออ่านพิกัดทางภูมิศาสตร์ (GPS) โดยจะยอมรับข้อมูลได้ก็ต่อเมื่อเครื่องสามารถรับสัญญาณจากดาวเทียมได้มากกว่า 3 ดวง
- ทำซ้ำ 2, 3, 4 สำหรับจุดวัดทุกๆ จุด แล้ววนกลับไปทำที่สถานีฐาน (base station) อีกครั้งในช่วงเวลาไม่เกิน 1 ชั่วโมง จากนั้นทำการวัดในวงรอบใหม่ โดยกำหนดให้จุดใดจุดหนึ่งในวงรอบแรกเป็นสถานีฐาน ทำการวัดจุดต่างๆ แล้วมาวัดที่สถานีฐานนี้อีกครั้ง ทำเช่นนี้ในวงรอบอื่นๆ จนกระทั่งครอบคลุมทั้งพื้นที่ ดังรูป
- ทำการวัดระดับความสูงของจุดวัดของทุกจุดวัดโดยใช้กล้องส่องระดับ ระดับความสูงของทุกจุดจะอ้างอิงค่าความสูงจากระดับน้ำทะเลปานกลาง
- นำข้อมูลค่าสนามโน้มถ่วงที่อ่านได้จากเครื่องมือวัด (meter reading) ของทุกจุดวัด มาแปลงเป็นค่าสนามโน้มถ่วงสัมพัทธ์ของทุกๆ จุดวัด โดยอาศัยสัมพัทธ์ ดังนี้

$$g_{obs,n} = \{(g_{read} - 1600) \times 1.01860\} + 1629.10 \quad mgal \quad (3.4-24)$$

ค่าคงที่ของความสัมพัทธ์ในสมการ (3.4-24) เป็นตัวประกอบของช่วงการอ่านเฉพาะเครื่องวัดค่าสนามโน้มถ่วงแบบ ลาคอสท์และรอมเบิร์ต รุ่น G - 565

ตัวอย่าง การปรับแก้ค่าสนามโน้มถ่วงจากค่าที่อ่านจากเครื่องเป็นค่าสนามโน้มถ่วงสัมพัทธ์ เช่น สถานีวัด r2 ค่าที่อ่านได้จากเครื่องเป็น 1685.73

$$\begin{aligned} g_{obs} &= \{(1685.73 - 1600) \times 1.01860\} + 1629.10 \\ &= 1716.42 \quad mgal \end{aligned}$$

- นำข้อมูลที่เปรียบเทียบค่าความโน้มถ่วงเรียบร้อยแล้วมาปรับแก้คริฟท์ ดังสมการ

$$Drift = \frac{g_f - g_i}{t_f - t_i} \quad (3.4-25)$$

g_f : ค่าความโน้มถ่วงของจุดวัด ณ สถานีฐานที่เวลา t_f ซึ่งเป็นค่าที่ซ้ำเป็นครั้งที่สอง ณ สถานีฐานของรอบการวัดมีหน่วยเป็น (mgal)

g_i : ค่าความโน้มถ่วง ณ สถานีฐานที่เวลา t_i ซึ่งเป็นค่าที่วัดครั้งแรกของรอบการวัด มีหน่วยเป็น (mgal)

t_f, t_i : เวลาของการวัดค่าสนามโน้มถ่วงของสถานีฐานที่จุดเริ่มต้นของรอบการวัด และเวลาที่ทำการวัดซ้ำที่สถานีฐานของการครบรอบการวัดมีหน่วยเป็นนาที ตามลำดับ

- นำค่าคริฟท์ที่คำนวณได้ไปลบค่าความโน้มถ่วงของจุดวัดใดๆในแต่ละวงรอบ เพื่อให้ค่าความสนามโน้มถ่วงเป็นค่าที่ทำการวัดที่เวลาเดียวกัน ดังสมการ

$$g_{obs,ndc} = g_{obs,n} - Drift \times (t_n - t_i) \quad (3.4-26)$$

n : จำนวนเต็ม 1, 2, 3, แทนจุดวัด

$g_{obs,ndc}$: ค่าความโน้มถ่วงใดๆ ที่ปรับแก้คริฟท์แล้ว มีหน่วย mgal

$g_{obs,n}$: ค่าความโน้มถ่วง ณ จุดใด ๆ มีหน่วย mgal

t_n, t_i : เวลาของจุดวัดใดๆ และจุดวัดเริ่มต้นของวงรอบและแต่ละจุด ตามลำดับ มีหน่วยเป็นนาที

ตารางที่ 3.4-1 Drift correction

Position	Time	E	N	Meter reading	g (mgal)	Time difference (minute)	g after drift correction (mgal)
r2	10.56	593274	904711	1685.730	1716.42	0	1716.42
r3	11.11	593190	904717	1685.040	1715.72	15	1715.73
r4	11.18	593134	904765	1684.490	1715.16	22	1715.17
r5	11.26	593098	904822	1684.105	1714.77	30	1714.79
r6	11.33	593010	904857	1683.345	1713.99	37	1714.02
r7	11.41	592891	904837	1682.535	1713.17	45	1713.20
r8	11.47	592819	904828	1681.910	1712.53	51	1712.56
r2	12.04	593274	904711	1685.690	1716.38	68	1716.42

9. คำนวณค่าสนามโน้มถ่วงด้วยสมการที่ 3.4-15 ที่ละจุด 8 องศาเหนือ การเปลี่ยนแปลงค่าสนามโน้มถ่วงในแนวเหนือ - ใต้ ที่ละจุดนี้คำนวณได้โดยใช้สมการ ดังนี้

$$dg_{\phi} = 8.12 \sin 2\phi \quad g.u. / km$$

10. นำค่าสนามโน้มถ่วงที่คำนวณได้จากสมการในข้อ 8 ในหน่วย g.u. ไปลบออกจากค่าสนามโน้มถ่วงที่ได้ในข้อ 9 (หน่วย g.u.) ค่าที่ได้เป็นค่าสนามโน้มถ่วงที่ปรับแก้ครีฟท์และละติจูดแล้ว

11. นำค่า dg ของแต่ละจุดวัดซึ่งเกิดจากอิทธิพลของความสูงมาทำการปรับแก้ฟรีแอร์ โดยนำข้อมูลจากข้อ 10 มาบวกเพิ่มกับค่า g ของแต่ละจุดวัด

12. นำค่า dg ของแต่ละจุดวัดที่เกิดจากอิทธิพลของมวลเหนือระดับอ้างอิง (datum level) มาลบออกจากค่าในข้อ 11 ซึ่งจะได้ค่าสนามโน้มถ่วงที่ปรับแก้ครีฟท์, ปรับแก้ละติจูด, ปรับแก้ฟรีแอร์ และบูร์แกร์ เรียบร้อยแล้ว

13. นำค่า g จากข้อ 12 มาลบออกจากค่า g ที่จุดอ้างอิง จะได้ค่าสนามโน้มถ่วงผิดปกติบูร์แกร์ นำค่านี้ไปวิเคราะห์หาโครงสร้างทางธรณีวิทยาได้ผิวดินของพื้นที่ศึกษา