

3.3 ระเบียบวิธีคลื่นไหวสะเทือนชนิดหักเห

ระเบียบวิธีคลื่นไหวสะเทือนชนิดหักเห (seismic refraction method) เกี่ยวข้องกับการวัดความเร็วคลื่นพี (P-wave) ที่เคลื่อนที่ผ่านตัวกลางเมื่อเกิดการหักเหที่ผิวรอยต่อของชั้นดินแต่ละชั้น การสำรวจด้วยวิธีนี้จำเป็นอย่างยิ่งที่ความเร็วคลื่นพีในพื้นที่ที่ทำการสำรวจจะต้องมีค่าเพิ่มขึ้นตามความลึก ภาพแบบจำลองโครงสร้างของชั้นดินที่ได้จากวิธีนี้จะแสดงจำนวนของชั้นดิน ความหนาและค่าความเร็วคลื่นพีของชั้นดินแต่ละชั้น โดยค่าความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนที่หาได้จะส่งผลกระทบต่อความถูกต้องของแบบจำลองโครงสร้างของชั้นดิน

ระเบียบวิธีคลื่นไหวสะเทือนชนิดหักเหถูกนำมาใช้ในงานสำรวจปิโตรเลียมในระยะเริ่มแรก และถูกแทนที่ด้วยระเบียบวิธีคลื่นไหวสะเทือนชนิดสะท้อนในเวลาต่อมาจนกระทั่งปัจจุบัน แต่อย่างไรก็ตามระเบียบวิธีคลื่นไหวสะเทือนชนิดหักเหได้ถูกนำมาใช้มากขึ้นในงานสำรวจระดับตื้น เช่น ทางด้านวิศวกรรมโยธา ด้านสิ่งแวดล้อม การสำรวจหาแหล่งน้ำบาดาล การประเมินรอยแตกของชั้นดินหรือหินที่นำมาถม (Carpenter et al, 1991) ฯลฯ จุดเด่นของวิธีนี้อยู่ตรงที่การหาค่าความเร็วคลื่นได้อย่างถูกต้องจึงส่งผลให้ช่วยลดความคลุมเครือในการแปลความหมายข้อมูล

3.3.1 คุณสมบัติยืดหยุ่นและความเร็วคลื่น

3.3.1.1 Hooke's law

ระเบียบวิธีคลื่นไหวสะเทือนตั้งอยู่บนพื้นฐานของทฤษฎีความยืดหยุ่นซึ่งเกี่ยวข้องกับความสัมพันธ์ระหว่างการเปลี่ยนแปลงรูปร่างของวัตถุไปจากสภาวะเริ่มต้นเมื่อถูกกระทำด้วยความเค้น (stress : อัตราส่วนระหว่างแรงต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่) ตัวอย่างเช่น หากตัวกลางโดนกระทำด้วยความเค้นอันเนื่องมาจากความดันอุทกสถิต (Hydrostatic pressure) จะทำให้ปริมาตรของตัวกลางเปลี่ยนแปลงแต่รูปร่างยังคงเดิม ในทางกลับกันหากตัวกลางโดนกระทำด้วยความเค้นเฉือน (shear stress) รูปร่างของวัตถุจะเปลี่ยนแปลงแต่ปริมาตรยังคงเท่าเดิม สสารทุกชนิดหรือหินสามารถที่จะแสดงคุณสมบัติของความยืดหยุ่นอย่างสมบูรณ์ได้หากเมื่อถูกความเค้นกระทำแล้วส่งผลให้เกิดค่าความเครียดเพียงเล็กน้อย และเมื่อความเค้นที่กระทำถูกกำจัดออกไปรูปร่างของหินที่เปลี่ยนแปลงไปสามารถกลับคืนสู่รูปร่างเดิมทั้งขนาดและรูปร่างได้ สัดส่วนระหว่างค่าความเค้นกับความเครียดเป็นค่าคงที่ของความยืดหยุ่น (Telford et al, 1990) ค่าคงที่ยืดหยุ่นที่สำคัญอย่างมากกับระเบียบวิธีคลื่นไหวสะเทือนได้แก่ 1) ค่าโมดูลัสเชิงปริมาตร (Bulk modulus, k) เป็นค่าคงที่ที่แสดงถึงความสามารถของสสารที่จะทนต่อแรงดันหรือแรงอัด 2) ค่าโมดูลัสเฉือน (Shear modulus or modulus of rigidity, μ) เป็นค่าคงที่ที่แสดงถึงความสามารถของสสารที่จะต้านการเปลี่ยนแปลงรูปร่างอันเนื่องมาจากความเค้นเฉือน ในกรณีของของเหลวและก๊าซ พบว่าไม่สามารถที่จะต้านความเค้นเฉือนได้ ดังนั้นค่าโมดูลัสเฉือนของสารดังกล่าวจึงมีค่าเป็นศูนย์

3.3.1.2 คลื่นยืดหยุ่น (Elastic waves)

เมื่อมีความเค้นกระทำต่อตัวกลางที่มีคุณสมบัติความยืดหยุ่น พลังงานจะถูกเก็บไว้ในสภาวะของความเครียด เมื่อมีการปลดปล่อยพลังงานเพื่อให้ตัวกลางกลับสู่สภาวะเดิม พลังงานที่ถูกปล่อยออกมาจะอยู่ในรูปของคลื่นยืดหยุ่นซึ่งเคลื่อนที่ผ่านตัวกลาง ความเร็วของคลื่นที่เคลื่อนที่ผ่านตัวกลางจะขึ้นอยู่กับคุณสมบัติความยืดหยุ่นและความหนาแน่นของตัวกลาง ซึ่งสามารถเขียนในรูปของสมการได้ว่า

$$The\ seismic\ velocity = \left[\frac{Elastic\ constant}{density} \right]^{1/2} \quad (3.3-1)$$

คลื่นยืดหยุ่นที่เกิดขึ้นมีหลายชนิดและสามารถจำแนกได้จากรูปแบบการเคลื่อนที่ของอนุภาคของตัวกลางเมื่อคลื่นชนิดนั้นๆ เคลื่อนที่ผ่าน

1) คลื่นอัดหรือคลื่นพี (Compressional wave, P-wave or Longitudinal wave) เป็นคลื่นที่มีความสำคัญมากที่สุดในการสำรวจด้วยวิธีคลื่นหักเห เมื่อคลื่นพีเคลื่อนที่ผ่านตัวกลางจะทำให้อนุภาคของตัวกลางเคลื่อนที่ในทิศทางเดียวกับทิศทางเคลื่อนที่ของคลื่น โดยความเร็วของคลื่นเป็นไปตามสมการ

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (3.3-2)$$

ρ คือ ความหนาแน่นของตัวกลาง, k คือ ค่าโมดูลัสเชิงปริมาตรของตัวกลาง และ μ คือ ค่าโมดูลัสเฉือนของตัวกลาง

2) คลื่นตามขวางหรือคลื่นเอส (Transverse wave, Shear wave or S-wave) เมื่อคลื่นชนิดนี้เคลื่อนที่ผ่านตัวกลางจะทำให้อนุภาคของตัวกลางเคลื่อนที่ตั้งฉากกับทิศทางการเคลื่อนที่ของคลื่น โดยมีค่าความเร็วคลื่น

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3.3-3)$$

ในกรณีของตัวกลางที่เป็นของเหลวและก๊าซ ($\mu=0$) คลื่นเอสจึงไม่สามารถจะเคลื่อนที่ผ่านตัวกลางเหล่านี้ได้

ทั้งคลื่นพีและคลื่นเอสถูกเรียกรวมอีกชื่อหนึ่งว่าคลื่นภายในตัวกลาง (Body waves) เนื่องจากมีคุณสมบัติที่สามารถเคลื่อนที่ผ่านภายในตัวกลางได้โดยตรงทุกทิศทาง ซึ่งแตกต่างจากคลื่นไหวสะเทือนที่สำคัญอีก 2 ชนิด ที่ถูกเรียกว่า คลื่นพื้นผิว (Surface waves) เพราะเป็นคลื่นที่เกิดที่ผิวของตัวกลางและสามารถเคลื่อนที่ผ่านเข้าไปในตัวกลางได้ไม่ลึกจากผิวบนของตัวกลาง หรืออาจจะเคลื่อนที่เข้าไปใกล้แนวรอยต่อระหว่างตัวกลางสองชนิดที่มีคุณสมบัติแตกต่างกัน คลื่นดังกล่าว ได้แก่

3) คลื่นเรย์ลี (Rayleigh waves) การเคลื่อนที่ของอนุภาคในตัวกลางเมื่อคลื่นนี้วิ่งผ่านจะจำกัดอยู่ในระนาบตั้งในทิศทางการเคลื่อนที่ของคลื่น ลักษณะการเคลื่อนที่ของอนุภาคคล้ายรูปวงรีที่มีแกนเอกตั้งฉากกับผิวของตัวกลาง และอนุภาคที่อยู่บริเวณยอดของวงรีจะเคลื่อนที่ในทิศทางตรงข้ามกับทิศการเคลื่อนที่ของคลื่น โดยทฤษฎีแล้วความเร็วคลื่นเรย์ลีย์จะน้อยกว่าความเร็วคลื่นพีและความเร็วคลื่นเอส ซึ่งมีค่าประมาณ 0.9 เท่าของความเร็วคลื่นเอส

4) คลื่นเลิฟ (Love waves) เมื่อคลื่นนี้วิ่งผ่าน การเคลื่อนที่ของอนุภาคของตัวกลางจะมีลักษณะเหมือนกับกรณีของคลื่นเอส คืออนุภาคจะเคลื่อนที่ขนานกับระนาบพื้นผิวและตั้งฉากกับกับทิศการเคลื่อนที่ของคลื่น คลื่นเอสในกรณีนี้เรียกว่า SH-wave โดยที่ความเร็วคลื่นจะขึ้นอยู่กับค่าความถี่ของคลื่น สำหรับคลื่นเลิฟที่มีความถี่สูง จะมีค่าความเร็วคลื่นเท่ากับความเร็วคลื่นเอสในตัวกลางชั้นบนและจะมีความเร็วคลื่นเท่ากับความเร็วคลื่นเอสในตัวกลางชั้นล่างเมื่อคลื่นเลิฟมีความถี่ต่ำ

3.3.1.3 ความเร็วของคลื่นในหิน

เนื่องจากความเร็วของคลื่นพีและคลื่นเอสเป็นฟังก์ชันของค่าคงที่ยืดหยุ่นและค่าความหนาแน่นของตัวกลาง ซึ่งค่าเหล่านี้ขึ้นอยู่กับความพรุน (Porosity, ϕ) ความอิ่มตัวของของเหลว (Fluid saturation) ความดัน และอุณหภูมิของตัวกลาง โดยทั่วไปพบว่าความเร็วคลื่นของตัวกลางที่เป็นหินอัคนี (Igneous rocks) และ Crystalline rocks จะสูงกว่าความเร็วคลื่นในหินตะกอน (Sedimentary rocks) สำหรับความเร็วคลื่นในหินตะกอนนั้นพบว่ามีความโน้มที่จะเพิ่มขึ้นตามความลึกและอายุของหิน ทั้งนี้ส่วนหนึ่งมีผลมาจากสภาพของการถูกกดทับ ส่วนความเร็วคลื่นในหินดินดาน (Shale) และ หินทราย (Sandstone) จากทดลองโดย Faust (1951, in Parasnis, 1997) พบว่าเป็นไปตามสมการ

$$V = 46.5[zT]^{1/6} \quad (3.3-4)$$

z คือค่าความลึกในหน่วยเมตร และ T คืออายุของหินในหน่วยปี

ปัจจัยอย่างอื่นที่มีอิทธิพลอย่างมากต่อค่าความเร็วคลื่นในหินตะกอนได้แก่ ความพรุน และความอึดตัวของของไหลในช่องว่างของหิน ซึ่งนำเสนอโดย Wyllie คังสมการ

$$\frac{1}{V_p} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{1-\phi}{V_m} \quad (3.3-5)$$

V_f คือความเร็วคลื่นในของไหลและ V_m คือความเร็วคลื่นในเนื้อหิน (Rock matrix, $\phi=0$) จากสมการนี้ พบว่าใช้ได้กับกรณีหินทรายที่อึดตัวด้วยน้ำ โดยหินทรายอึดตัวจะมีค่าความเร็วคลื่นสูงกว่าหินทรายแห้ง สมการแสดงความสัมพันธ์ในลักษณะคล้ายๆกันของ Wyllie ซึ่งนำเสนอโดย Pickett (1969) คือ

$$\frac{1}{V} = A + B\phi \quad (3.3-6)$$

เมื่อ A และ B เป็นค่าคงที่ที่เกี่ยวข้องกับค่าคุณสมบัติแสดงลักษณะของหิน เช่น pore geometries, pressure และ compaction เป็นต้น สมการของ Pickett เป็นสมการในกรณีทั่วไป สามารถใช้ได้กับหินทั่วไป

ความดันเป็นปัจจัยหนึ่งที่มีผลต่อค่าความเร็วคลื่นไหวสะเทือนของหิน เนื่องจากการเพิ่มความดันจะส่งผลให้ปริมาตรของช่องว่างในหินลดลง ทำให้ค่าความเร็วคลื่นไหวสะเทือนสูงขึ้น แต่ในกรณีที่มีความดันมีค่าสูง ถึงแม้ว่าจะเพิ่มความดันให้สูงมากขึ้นอีกก็ไม่สามารถที่จะทำให้ปริมาตรของช่องว่างลดลงได้อีก ในกรณีเช่นนี้ความดันจะไม่มีผลหรือมีผลน้อยมากต่อค่าความเร็วคลื่นไหวสะเทือน

ตารางที่ 3.3-1 Approximate range of velocities of P-waves for materials found in the earth's crust. (modified after Joksosky in Redpath, 1973)

Material	Velocity (m/s)
Weathered surface material	305 – 610
Gravel, rubble, or sand (dry)	468 – 915
Sand (wet)	610 – 1830
Clay	915 – 2750
Water (depending on temperature and salt content)	1430 – 1680
Sea water	1460 – 1530
Sandstone	1830 – 3970
Shale	2750 – 4270
Chalk	1830 – 3970
Limestone	2140 – 6100
Salt	4270 – 5190
Granite	4580 – 5800
Metamorphic rocks	3050 – 7020

3.3.1.4 Velocity dispersion and attenuation of Seismic waves

การเคลื่อนที่ของคลื่นไหวสะเทือนผ่านเข้าไปในตัวกลางจะมีลักษณะเป็นชุดของคลื่นที่ประกอบไปด้วยความเร็วคลื่นที่เป็นความเร็วเฟส (Phase velocity, V) และความเร็วกลุ่ม (Group velocity, U) ความเร็วคลื่นไหวสะเทือนที่เคลื่อนที่ผ่านตัวกลางมีค่าไม่คงที่ เนื่องจากค่าความเร็วเฟสขึ้นอยู่กับค่าความถี่ของคลื่นที่เคลื่อนที่ ($V = \lambda f$) ความสัมพันธ์ระหว่าง U และ V เป็นดังสมการ

$$U = V - \lambda \frac{dV}{d\lambda} \quad (3.3-7)$$

ปรากฏการณ์ของความเร็วคลื่นที่ขึ้นอยู่กับความถี่ (Velocity dispersion) จะเกิดขึ้นกับคลื่นพื้นผิว แต่สำหรับคลื่นในตัวกลางนั้นความถี่จะมีผลน้อยมาก ถือได้ว่าความเร็วของคลื่นในกรณีนี้ไม่มีการเปลี่ยนแปลงเนื่องจากความถี่

การสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนบนพื้นดิน แอมพลิจูดของคลื่นที่เดินทางมาถึงตัวรับสัญญาณคลื่น (Geophone) มีความสำคัญมาก เนื่องจาก หากคลื่นที่เดินทางมาถึงมีค่าแอมพลิจูดต่ำจะส่งผลให้การแปลความหมายข้อมูลทำได้ยาก อย่างไรก็ตาม ปัญหาดังกล่าวสามารถแก้ไขได้โดยใช้เทคนิคการจัดการข้อมูล (Data processing techniques) อาทิ AGC (Automatic gain control) เป็นต้น หรืออาจจะต้องใช้แหล่งกำเนิดคลื่นที่มีพลังงานสูง การลดลงของแอมพลิจูดของคลื่นเมื่อเดินทางผ่านตัวกลางมีสาเหตุมาจากปัจจัย 3 ประการ ได้แก่

- 1) Geometrical divergence แอมพลิจูดของคลื่นทรงกลมลดลงแปรผกผันกับระยะห่างจากแหล่งกำเนิดคลื่น
- 2) Refraction and reflection เมื่อคลื่นเดินทางไปเจอรอยต่อของชั้นดินที่มีค่าอะคูสติกอิมพีแดนซ์ต่างกันคลื่นตกกระทบจะเกิดการสะท้อนและหักเหหรืออาจมีการกระเจิงด้วยบางส่วน ดังนั้นพลังงานของคลื่นที่ตกกระทบผิวรอยต่อจะถูกแบ่งออกตามสัดส่วนการเดินทางของคลื่น ส่งผลให้แอมพลิจูดของคลื่นในแต่ละส่วนต่ำกว่าแอมพลิจูดของคลื่นตกกระทบ
- 3) Absorption การดูดกลืนพลังงานของคลื่นไหวสะเทือนโดยตัวกลาง เกิดจากการเปลี่ยนแปลงพลังงานคลื่นไหวสะเทือนไปเป็นพลังงานความร้อน แต่เหตุผลดังกล่าวยังไม่ได้รับการยืนยันชัดเจนนักเป็นแค่เหตุผลที่เชื่อกันโดยทั่วไปว่าเกิดจากการเสียดสีหรือการชนกันของอนุภาคภายในตัวกลาง ในทางปฏิบัติสามารถที่จะทำนายการเปลี่ยนแปลงของค่าแอมพลิจูดเมื่อคลื่นเดินทางห่างจากแหล่งกำเนิด โดยใช้สมการ

$$A = A_0 e^{-\pi x / Q\lambda} \quad (3.3-8)$$

- A_0 เป็นแอมพลิจูดของคลื่นที่ระยะใกล้กับแหล่งกำเนิดคลื่นมากที่สุด
 A เป็นแอมพลิจูดของคลื่นที่ระยะห่างจากแหล่งกำเนิดคลื่นที่ระยะ x ใดๆ
 Q เป็นค่า Quality factor ซึ่งเป็นไปตามนิยาม

$$Q = \frac{2\pi \times (\text{energy dissipated per cycle})}{\text{average energy stored per cycle}} \quad (3.3-9)$$

จากสมการ (3.3-8) แสดงให้เห็นว่าแอมพลิจูดของคลื่นไหวสะเทือนที่มีความถี่สูงจะถูกลดทอนได้เร็วกว่าคลื่นที่มีความถี่ต่ำ นอกจากนี้จะเห็นว่า การลดทอนของแอมพลิจูดของคลื่นจะขึ้นอยู่กับค่า Q ซึ่งแปรผันโดยตรงกับคุณสมบัติการดูดกลืนของตัวกลาง

3.3.1.5 การหักเหและการสะท้อน

คลื่นไหวสะเทือนเคลื่อนที่ในตัวกลางก็สามารถอธิบายรูปแบบการเคลื่อนที่ได้โดยใช้เส้นรังสีเหมือนกับในกรณีการเคลื่อนที่ของคลื่นแสง ดังนั้นเมื่อรังสีของคลื่นไหวสะเทือนตกกระทบบนรอยต่อระหว่างตัวกลางที่แตกต่างกัน บางส่วนจะเกิดการสะท้อนกลับมายังตัวกลางที่เป็นแหล่งกำเนิดคลื่น ในขณะที่บางส่วนจะเคลื่อนที่ผ่านรอยต่อไปยังตัวกลางด้านล่าง หลักของการสะท้อนและการหักเหของคลื่นไหวสะเทือนเหมือนกับกรณีของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า อย่างไรก็ตามคลื่นไหวสะเทือนอาจจะเกิดการสะท้อนและการหักเหได้ทั้งคลื่นพีและคลื่นเอส สำหรับทิศทางของคลื่นหักเหและคลื่นสะท้อนสามารถหาได้โดยอาศัยหลักการของฮอยเกินส์ (Huygens's principle) และ กฎของสเนล (Snell's law) โดยกฎของสเนลแสดงดังสมการ

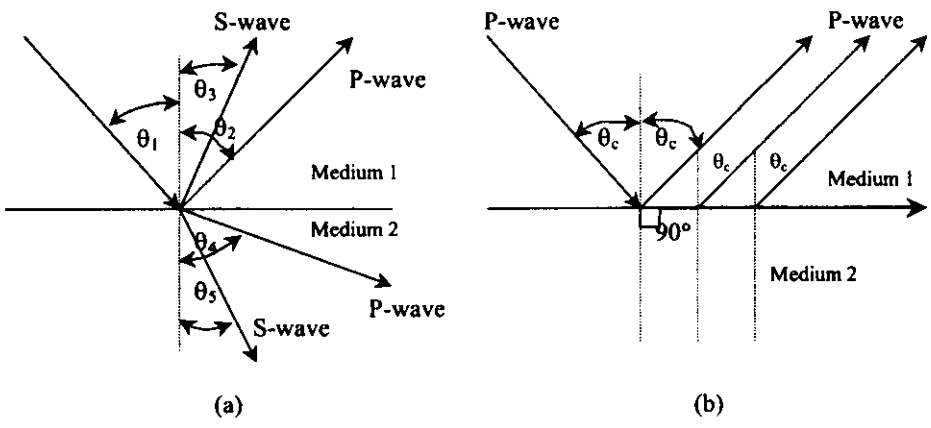
$$\frac{\sin \theta}{V} = \text{constant} \tag{3.3-10}$$

V คือความเร็วคลื่นในตัวกลางที่คลื่นสะท้อนและหักเหเคลื่อนที่ผ่าน
 θ คือ มุมตกกระทบ มุมสะท้อน หรือมุมหักเห โดยอ้างอิงจากเส้นปกติ

หารังสีของคลื่นพีตกกระทบบนรอยต่อด้วยมุม จากกฎของสเนล จะได้ว่า

$$\frac{\sin \theta_1}{V_{P1}} = \frac{\sin \theta_2}{V_{P1}} = \frac{\sin \theta_3}{V_{S1}} = \frac{\sin \theta_4}{V_{P2}} = \frac{\sin \theta_5}{V_{S2}} \tag{3.3-11}$$

สมการนี้สามารถใช้ได้เช่นเดียวกับกรณีคลื่นเอส

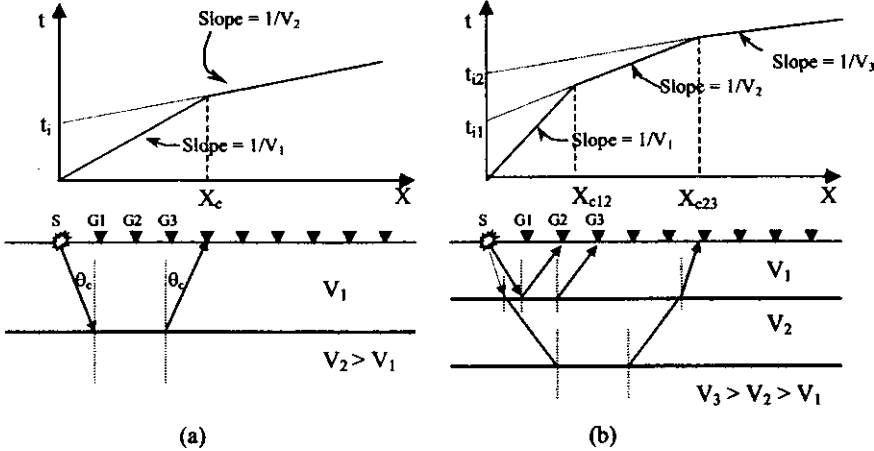


รูปที่ 3.3-1 Refraction and reflection of P-waves, (a) Snell's law and P-wave conversion and (b) Snell's law for critical angle condition.

ถ้ารังสีของคลื่นพีตกกระทบบนมุม θ_1 แล้วทำให้รังสีหักเหด้วยมุม $\theta_4 = 90^\circ$ จะทำให้คลื่นหักเหเดินทางตามผิวรอยต่อด้วยความเร็วคลื่นในตัวกลางด้านล่าง (V_{P2}) แล้วจะหักเหย้อนกลับสู่ผิวดินด้วยมุม θ_1 มุมตกกระทบนี้เรียกว่า มุมวิกฤต (Critical angle, $\theta_c = \sin^{-1}[\frac{V_{P1}}{V_{P2}}]$) ปรากฏการณ์นี้เป็นหัวใจสำคัญของวิธีคลื่นไหวสะเทือนชนิดหักเห ซึ่งจะเกิดได้กรณีเดียวเมื่อความเร็วคลื่นมีค่าเพิ่มขึ้นตามความลึก

3.3.1.6 Time – distance graph

การสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนชนิดหักเห จำเป็นอย่างยิ่งที่จะต้องมีแหล่งกำเนิดคลื่น (source) และตัวรับสัญญาณคลื่น (geophone) ซึ่งวางเป็นแนวเส้นตรงจากแหล่งกำเนิดคลื่น เพื่อทำหน้าที่เป็นตัวรับสัญญาณคลื่นที่เดินทางมาถึง เมื่อเขียนกราฟระหว่างเวลาที่คลื่นใช้ในการเดินทางจากแหล่งกำเนิดคลื่นถึงตัวรับสัญญาณกับระยะทางจากแหล่งกำเนิดคลื่น ถึงตัวรับสัญญาณกราฟที่ได้เรียกว่า T-X graph ในกรณีของของชั้นดิน 2 ชั้นและ 3 ชั้นที่วางตัวขนานกัน T-X graph จะมีลักษณะดังรูปที่ 3.3-2 (a) และ (b) ตามลำดับ



รูปที่ 3.3-2 Raypath and travel time curve (a) two parallel plane layers, (b) three parallel plane layers.

ระยะ X_c ในกราฟ (a) เป็นระยะทางที่คลื่นตรง (direct wave) และ คลื่นหักเห (head wave) เดินทางมาถึงพร้อมกัน ซึ่งเรียกว่า crossover distance เวลาที่คลื่นใช้สามารถเขียนได้

$$t = \frac{X_c}{V_1} \quad (3.3-12)$$

สำหรับ geophone ที่ปักที่ระยะ X ใดๆซึ่งมากกว่าระยะ X_c คลื่นหักเหจะเดินทางมาถึงก่อนคลื่นตรง ดังนั้นเวลาที่คลื่นใช้ในการเดินทางมาถึง geophone ที่ตำแหน่ง X ใดๆเขียนได้

$$t = \frac{X}{V_2} + \frac{2h_1 \cos \theta_c}{V_1} \quad (3.3-13)$$

ระยะ X_c สามารถคำนวณโดยใช้สมการ (3.3-12) และ (3.3-13) เมื่อ $X = X_c$ จะได้ว่า

$$X_c = 2h_1 \left(\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1} \right)^{1/2} \quad (3.3-14)$$

สมการนี้นำไปใช้ประโยชน์ในการกำหนดความยาวของแนววัดที่ปัก Geophone เพื่อเก็บข้อมูลให้ได้ครบถ้วนเมื่อทำการประมาณค่าความหนาของดินชั้นที่ 1 โดยปกติแนววัดจะมีความยาว 3 เท่าของระยะ X_c เป็นอย่างน้อย

สมการ (3.3-12) และ (3.3-13) มีรูปแบบเดียวกับสมการเส้นตรง ส่วนกลับของค่าความชันของกราฟคือค่าความเร็วของคลื่นที่เคลื่อนที่ในชั้นที่ 1 (V_1) และ 2 (V_2) จุดตัดแกน y คือค่า intercept time (t_i)

$$t_i = \frac{2h_1 \cos \theta_c}{V_1} \quad (3.3-15)$$

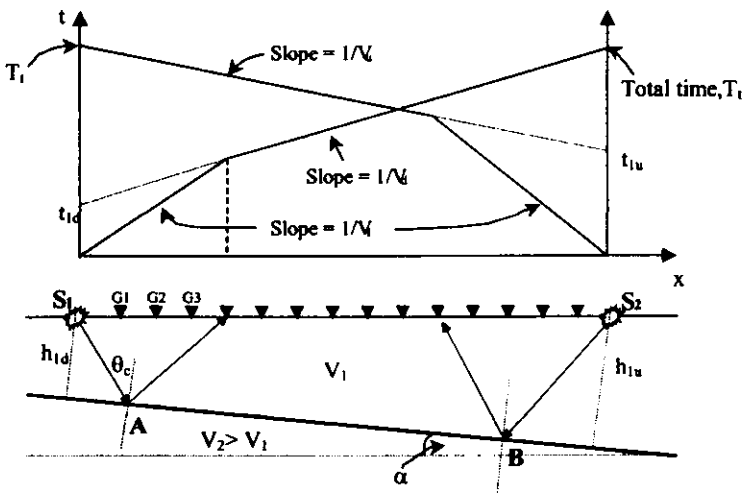
ค่าความหนาของชั้นดินแต่ละชั้นสามารถหาได้ เมื่อรู้ค่าความเร็วคลื่นและค่า intercept time จาก T-X graph (รูปที่ 3.3-2 a)

ในกรณีของชั้นดินหลายชั้นที่ชันานกัน ค่าความเร็วคลื่นและ ค่า intercept time แต่ละชั้นสามารถหาได้จาก T-X graph จาก นั้นจึงนำไปคำนวณค่าความหนาของชั้นดินแต่ละชั้น

$$t_{i(n-1)} = \frac{2}{V_n} \sum_{k=1}^{n-1} h_k \left(\left(\frac{V_n}{V_k} \right)^2 - 1 \right)^{1/2} \quad (3.3-16)$$

เมื่อ n คือ จำนวนชั้นดิน

สำหรับกรณีที่ชั้นดินไม่ชันานกัน จำเป็นอย่างยิ่งที่จะต้องมีการกำหนดจุด (Shot point) ที่ตำแหน่งปลาย ของ geophone ตัว สุดท้าย (รูปที่ 3.3-3) ทั้งนี้เพื่อต้องตรวจสอบความลาดเอียงของชั้นดิน T-X graph ในกรณีนี้แสดงดังรูป



รูปที่ 3.3-3 Raypath diagram and travel time curves of two dipping layers for a forward (S_1) and reversed shot point (S_2).

พิจารณาตำแหน่ง Shot point S_1 (forward shotpoint) ทางเดินของคลื่น S_1ABS_2 (down dip) เป็นเส้นทางเดียวกันกับ S_2BAS (up-dip) เมื่อตำแหน่ง shot point อยู่ที่ S_2 (reverse shotpoint) ดังรูปที่ 3.3-3 เวลาที่คลื่นใช้ในเส้นทางจาก S_1 ถึงระยะทาง X ใดๆ ในกรณีนี้มีค่า t_d โดยที่

$$t_d = \frac{X \sin(\theta_c + \alpha)}{V_1} + \frac{2h_{1d} \cos \theta_c}{V_1} \quad (3.3-17)$$

เมื่อ α คือมุมเอียง (Dip angle) ของชั้นรอยต่อระหว่างดินชั้นแรกกับดินชั้นที่สอง สำหรับค่า intercept time (t_{1d}) คือเทอมที่สองในสมการที่ (17) ในทางกลับกันเมื่อตำแหน่ง shot point อยู่ที่ S_2 เวลาที่คลื่นใช้ในเส้นทางจาก S_2 ถึงระยะทาง X ใดๆ มีค่า t_u เมื่อ

$$t_u = \frac{X \sin(\theta_c - \alpha)}{V_1} + \frac{2h_u \cos \theta_c}{V_1} \quad (3.3-18)$$

เมื่อ h_u คือความหนาของดินชั้นแรกที่ตำแหน่ง S_2 และค่า intercept time (t_{1u}) คือเทอมที่ 2 ในสมการที่ (3.3-18) ความเร็ว V_d และ V_u สามารถหาได้จากค่าความชันของกราฟใน T-X graph ส่วนค่ามุมวิกฤต (θ) และมุม α คำนวณได้จากสมการ

$$\theta_c = \frac{1}{2} \left[\sin^{-1} \frac{V_1}{V_d} + \sin^{-1} \frac{V_1}{V_u} \right] \quad (3.3-19)$$

และ

$$\alpha = \frac{1}{2} \left[\sin^{-1} \frac{V_1}{V_d} - \sin^{-1} \frac{V_1}{V_u} \right] \quad (3.3-20)$$

จากนั้น ค่าความเร็ว V_2 สามารถคำนวณได้จาก

$$\sin \theta_c = \frac{V_1}{V_2} \quad (3.3-21)$$

ในกรณีที่มุมเอียงมีค่าน้อยๆ ความเร็ว V_2 สามารถคำนวณได้จาก

$$\frac{1}{V_2} = \frac{1}{2} \left[\frac{1}{V_d} + \frac{1}{V_u} \right] \quad (3.3-22)$$

ขั้นตอนสุดท้ายใช้สมการ Intercept time เพื่อหาค่าความหนา h_{1d} และ h_{1u}

ไม่ว่าตำแหน่งของ shot point จะอยู่ข้างหน้า (forward shotpoints) หรือ อยู่ข้างหลัง (reverse shotpoints) ของชุด geophone เวลาทั้งหมดที่คลื่นใช้ในการเดินทางจาก shotpoint ไปยัง geophone ตัวที่อยู่ไกลสุดจะมีค่าเท่ากับ หากมีการสลับที่กันระหว่าง geophone ที่อยู่ริมสุดของชุด geophone กับ shotpoint โดยเรียกเวลานี้ว่า Reciprocal time ซึ่งถูกนำไปใช้ในวิธีการแปลความหมายหลายวิธี เช่น วิธี plus-minus (Hagedoorn, 1959) วิธี delay-time (Pakiser, 1957) และ วิธี general reciprocal (Palmer, 1981)

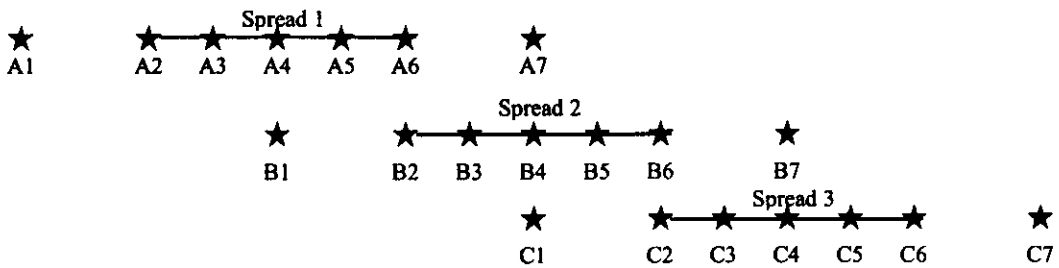
วิธีการวัดคลื่นไหวสะเทือนไม่สามารถจะใช้ได้หากความเร็วคลื่นไหวสะเทือนในตัวกลางไม่เพิ่มขึ้นตามความลึก (velocity reversal) เพราะมุมวิกฤตเกิดขึ้นไม่ได้ในกรณีที่ความเร็วในดินชั้นบนมากกว่าความเร็วในดินชั้นล่าง จึงไม่มีคลื่นเดินทางตรงผิวรอยต่อระหว่างชั้นดินและหักเหกลับสู่ผิวดิน อีกปัญหาหนึ่งคือความหนาและค่าความเร็วคลื่นของชั้นดินที่อยู่ติดกันมีค่าแตกต่างกันน้อยเกินไป คลื่นหักเหจากชั้นรอยต่อนั้นๆ จะเดินทางมาถึงผิวดินช้ากว่าคลื่นหักเหจากชั้นที่ลึกกว่า จึงไม่มีชั้นดังกล่าวปรากฏบน T - X graph เรียกชั้นนี้ว่า hidden layers หรือ blind zone เมื่อมีชั้น hidden layers และ velocity reversal จะส่งผลให้ค่าความลึกที่คำนวณได้ผิดไปจากความเป็นจริง อย่างไรก็ตาม หากมี hidden layer ในพื้นที่ที่ทำการสำรวจ จะพบว่าค่าความเร็วคลื่นในชั้นดินที่อยู่ติดกันมีค่าต่างกันมากๆ ซึ่งสามารถสังเกตได้จาก T-X graph

3.3.2 Field survey

การสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนชนิดหักเหกระทำเฉพาะในแนววัด M โดยเริ่มจากหลุมเจาะ JICA15 สิ้นสุดที่หลุมเจาะ JICA1 รวมระยะทางประมาณ 1 กิโลเมตร กำหนดสัญญาณคลื่นไหวสะเทือนโดยการใช้ค้อนทุบบนแผ่นเหล็ก ระยะห่างระหว่าง geophone เพื่อรับสัญญาณคลื่นเท่ากับ 3 เมตร และใช้ Smartseis seismograph 24 channels (Geometrics, Inc.) เป็นตัวบันทึกข้อมูล ชุด geophone วางในแนวเส้นตรง ทำการวัดระยะทางด้วยเทป จากการทดสอบเบื้องต้นพบว่าเมื่อระยะห่างระหว่าง shotpoint กับ geophone มากกว่า 105m สัญญาณคลื่นหักเหที่เดินทางมาถึง geophone ซึ่งปรากฏที่เครื่องบันทึกสัญญาณไม่ชัดเจนและไม่สามารถระบุเวลาที่คลื่นเดินทางมาถึงตำแหน่ง geophone (first break) ได้ ในการเก็บข้อมูลครั้งนี้ใช้ตำแหน่งกำเนิดสัญญาณ 7 shotpoints ต่อหนึ่งชุดของ geophone (geophone spread) ซึ่งตำแหน่งดังกล่าวได้แก่ forward shotpoints (2 ตำแหน่ง) mid-spread shotpoints (3 ตำแหน่ง) และ reverse shotpoints (2 ตำแหน่ง) ทั้งนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อ

- 1) หารลักษณะโครงสร้างธรณีวิทยาภายใต้ geophone spread รวมทั้งความลาดเอียงของชั้นดิน
- 2) หารค่าความเร็วคลื่นไหวสะเทือนในชั้นดินแต่ละชั้นได้อย่างถูกต้องมากที่สุด
- 3) หารค่าความลึกถึงชั้นหินฐานโดยการตรวจรับสัญญาณคลื่นหักเหที่เดินทางมาจากระดับลึก ซึ่งจำเป็นจะต้องใช้

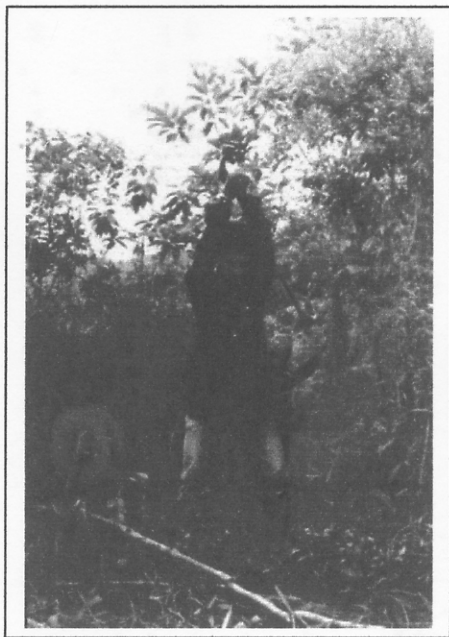
แหล่งกำเนิดคลื่นที่ระยะไกลจาก geophone spread รูปแบบการจัดวางตำแหน่ง shotpoints และ geophone spread แสดงดังรูป



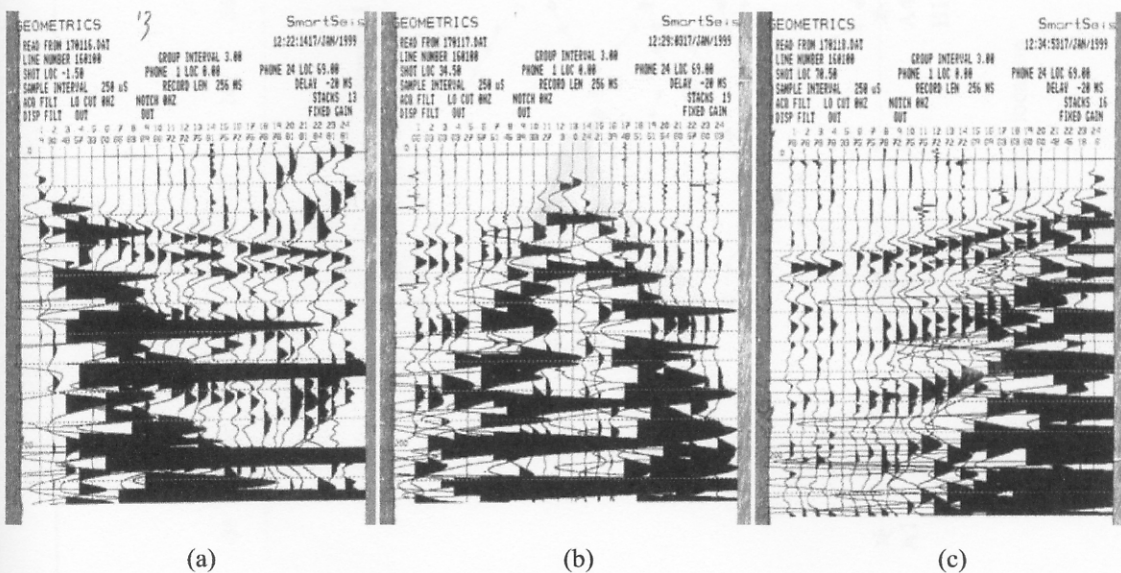
รูปที่ 3.3-4 Position of geophone spread and shotpoints.

ระยะระหว่าง shotpoints A1 และ A2 เท่ากับระยะระหว่าง shotpoints A6 และ A7 คือ 36m ส่วนระยะห่างระหว่าง shotpoints ที่อยู่ระหว่าง A2 ถึง A6 เท่ากับ 18m ตำแหน่งของ geophone ตัวที่ 1 ปักอยู่ที่ตำแหน่งข้างหลุมเจาะ JICA15 ส่วน geophone ตัวสุดท้ายคือตัวที่ 24 ถูกปักอยู่ที่ตำแหน่ง 69m ห่างจาก JICA15 ดังนั้นข้อมูลที่จะเก็บสำหรับ 1 geophone spread จะครอบคลุมระยะทาง 69m ในขั้นตอนการกำเนิดสัญญาณคลื่นโดยการใช้ค้อนทุบบนแผ่นเหล็กจะทำการทุบอย่างน้อย 10 ครั้ง ณ ตำแหน่ง shotpoint เดียวกัน เพื่อขยายสัญญาณคลื่นและลดสัญญาณรบกวน (signal-to-noise ratio) เมื่อสัญญาณคลื่นจากเครื่องบันทึกสัญญาณสามารถที่จะระบุเวลาที่คลื่นเดินทางมาถึง geophone แต่ละตัวได้ชัดเจน จึงย้ายตำแหน่ง shotpoint ไปยัง A2, A3, A4, A5, A6 และ A7 ตามลำดับ สำหรับ shotpoint A1 และ A7 ซึ่งอยู่ห่างจาก geophone ค่อนข้างมาก คลื่นหักเหจะเดินทางมาจากระดับลึก ดังนั้นตำแหน่ง shotpoint ดังกล่าว จะให้ข้อมูลของชั้นดินที่ระดับลึกกว่าที่ shotpoint A2, A3, A4, A5 และ A6 ส่วน shotpoint A4 ซึ่งอยู่ที่ตำแหน่งกึ่งกลางของ geophone spread จะให้ข้อมูลของชั้นดินระดับตื้น ความเร็วคลื่นไหวสะเทือนของดินชั้นบนและความลาดเอียงของชั้นดิน หลังจากบันทึกข้อมูลจากการทุบทั้ง 7 shotpoints จึงทำการย้าย geophone spread ไปยัง spread ที่ 2 โดยปัก geophone ตัวที่ 1 ที่ระยะ 72m ห่างจาก JICA15 หรือ 3m ห่างจาก geophone ตัวที่ 24 ของ spread ที่ 1 โดยวางในแนวเดียวกันกับ spread แรก จะเห็นว่า geophone ตัวที่ 24 ของ spread ที่ 2 จะปักอยู่ที่ระยะ 141m จาก JICA15 ตำแหน่งของ shotpoint B1 จะอยู่ที่ตำแหน่งเดียวกันกับ shotpoint A4 ดังนั้นข้อมูลที่บันทึกได้จากการทุบที่ตำแหน่งเดียวกันนี้เมื่อ Geophone spread อยู่ที่ spread ที่ 1 และจากการทุบเมื่อ geophone spread อยู่ที่ spread ที่ 2 จะได้ข้อมูลครอบคลุม

ระยะทางจากระยะ 36m ถึง 141m ดังรูปที่ 3.3-7 สำหรับที่ shot point ที่กลางของ spread ที่ 2 (B4) ซึ่งเป็นตำแหน่งเดียวกันกับ A7 ข้อมูลที่บันทึกได้จากการทุบที่ตำแหน่งเดียวกันนี้จะครอบคลุมระยะทางจากระยะ 0m ถึง 105m เมื่อเก็บข้อมูลจากการทุบที่ shotpoints ทั้งหมดของ spread ที่ 2 เรียบร้อยแล้ว จึงย้าย geophone spread ไปยัง spread ถัดไปและทำการเก็บข้อมูลด้วยวิธีเดียวกันกับ spread แรกๆ จนกระทั่ง ได้ข้อมูลครอบคลุมตลอดทั้งแนววัด



รูปที่ 3.3-5 The seismic wave is generated by the impact of sledgehammer on a steel plate.



รูปที่ 3.3-6 Print out recorded data. In figure (a) and (c) the shot points are at the ends of spread and in figure (b) the shotpoint is in the middle of spread.

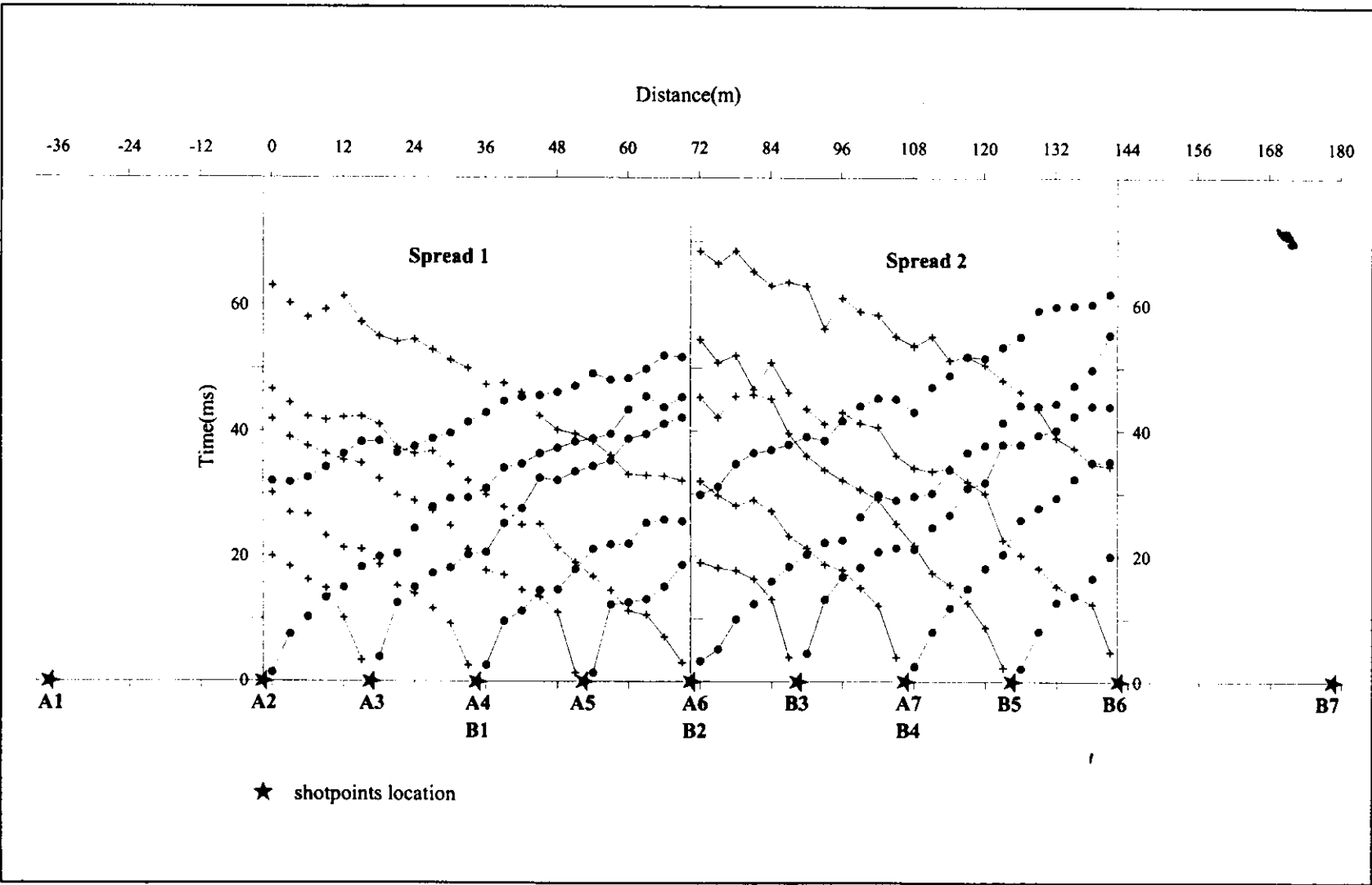


Figure 3.3-7 Travel time – distance graph of the spread 1 and 2, the data were collected by using 7 shotpoints per spread.