

## 3.2 วิธีเรดาร์หยั่งลึก

วิธีการสำรวจด้วยเรดาร์หยั่งลึก (Ground Penetrating Radar: GPR) เป็นวิธีการทางธรณีฟิสิกส์ที่ถูกนำไปประยุกต์ใช้และประสบความสำเร็จอย่างกว้างขวางในงานทางด้านวิศวกรรมและสิ่งแวดลอม โดยมีข้อดีอยู่ตรงที่การเก็บข้อมูลและการจัดการข้อมูลสามารถทำได้รวดเร็ว ความสามารถในการจำแนกชั้นดินสูง และการเก็บข้อมูลในภาคสนามใช้ผู้ช่วยงานน้อย ทำให้ช่วยลดค่าใช้จ่ายให้น้อยลง หลายๆปัญหาที่สามารถประยุกต์ใช้ GPR ได้อย่างมีประสิทธิภาพ โดยเฉพาะอย่างยิ่งการสำรวจหาโครงสร้างใต้ผิวดินในระดับดินที่ต้องการความละเอียดในการจำแนกชั้นดินสูง เช่น การตรวจสอบโครงสร้างทางธรณีวิทยาใต้ผิวดิน (Van Overmeeren, 1998; Busby and Merriitt, 1999), การเรียงลำดับชั้นดินและชั้นหิน (Davis and Annan, 1989; Doolittle and Coolin, 1995; Freeland et al., 1998), งานสำรวจทางโบราณคดี (Tohge et al., 1998; Sternberg et al., 1995; Sambuelli et al., 1999), การตรวจสอบโครงสร้างใต้พื้นถนน (Hugenschmidt et al., 1998), การตรวจสอบรอยแตกในหิน (Toshioka et al., 1995), การตรวจสอบรอยร้าวของเขื่อน (Carlsten et al., 1995), การหาความลึกถึงชั้นหินฐาน และ ชั้นน้ำบาดาล (Steven et al., 1998) เป็นต้น

### 3.2.1 หลักการพื้นฐานของวิธีเรดาร์หยั่งลึก

การสำรวจโดยใช้ GPR มีหลักการพื้นฐานคล้ายกับการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนชนิดสะท้อน สิ่งที่แตกต่างกันคือ GPR จะใช้คลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าความถี่สูง (10MHz - 1GHz) ส่งลงไปใต้ผิวดิน ในขณะที่การสำรวจคลื่นไหวสะเทือนชนิดสะท้อนใช้คลื่นยืดหยุ่น คลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าความถี่สูงจะถูกสร้างและพลังงานคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าจะถูกส่งผ่านลงไปในพื้นดินโดยตัวส่งสัญญาณ (transmitting antenna) เมื่อคลื่นเคลื่อนที่ไปกระทบกับผิวรอยต่อในชั้นดินที่มีคุณสมบัติทางไฟฟ้าหรือสมบัติทางแม่เหล็ก หรือทั้งสองอย่างที่แตกต่างกัน ก็จะเกิดการสะท้อน หักเห หรือเลี้ยวเบนจากผิวรอยต่อ คลื่นบางส่วนก็จะเดินทางกลับสู่ผิวดินซึ่งสามารถตรวจรับได้ด้วยตัวรับสัญญาณ (receiving antenna) และจะถูกเก็บบันทึกไว้ในระบบดิจิทัลเพื่อทำการจัดการข้อมูลและแปลความหมายข้อมูลในภายหลัง โดยปกติแล้วคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้ามีความสามารถทะลุทะลวงเข้าไปในตัวกลางได้น้อยกว่าคลื่นยืดหยุ่น แต่สามารถให้รายละเอียดของโครงสร้างของชั้นดินในระดับดินได้ดีกว่า

#### 3.2.1.1 คุณสมบัติของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า (Electromagnetic properties)

สมบัติทางฟิสิกส์ที่เกี่ยวข้องกับการเคลื่อนที่ของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าผ่านเข้าไปในตัวกลาง ได้แก่ ค่าสภาพนำไฟฟ้า (electrical conductivity,  $\sigma$ ), ค่าคงที่ไดอิเล็กตริก (dielectric permittivity,  $\epsilon$ ) และ ค่าสภาพซึมได้ทางแม่เหล็ก (magnetic permeability,  $\mu$ ) สำหรับการสำรวจด้วยวิธี GPR จะสนใจเฉพาะค่า  $\epsilon$  และ  $\sigma$  เท่านั้น เนื่องจากโครงสร้างทางธรณีวิทยาของโลกโดยทั่วไปประกอบด้วยสสารที่มีค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กต่ำและมีค่าสภาพซึมได้ทางแม่เหล็กสัมพัทธ์ ( $\mu_r \approx 1$ ) ซึ่งหมายความว่า  $\mu = \mu_0$  เมื่อ  $\mu = \mu_r \mu_0$

**Dielectric permittivity :** ได้ถูกนิยามว่าเป็นอัตราส่วนระหว่างความเข้มของสนามไฟฟ้า  $E_0$  ในสุญญากาศกับความเข้มของสนามไฟฟ้าในตัวกลาง  $\epsilon = \frac{E_0}{E}$  ค่านี้สามารถใช้ประเมินความสามารถในการทะลุทะลวงของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าเข้าไปในตัวกลาง นอกจากนี้ค่าคงที่ไดอิเล็กตริกของตัวกลางใต้ผิวดินสามารถนำมาหาค่าความเร็วของคลื่นในตัวกลางและค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าได้ ดังนั้นการแปลความหมายข้อมูล GPR จำเป็นอย่างยิ่งที่จะต้องรู้ถึงปัจจัยที่มีอิทธิพลต่อค่าคงที่ไดอิเล็กตริก

ปรากฏการณ์ charge redistribution และ โพลาไรเซชัน เกี่ยวข้องกับค่าคงที่ไดอิเล็กตริกของตัวกลาง โดยที่ตัวกลางที่มีค่าไดอิเล็กตริกสูงจะเป็นตัวกลางที่ถูกโพลาไรได้ง่าย โพลาไรเซชันเป็นปรากฏการณ์ที่ขึ้นกับค่าความถี่ ดังนั้นค่าคงที่ไดอิเล็กตริก

เลคตริกจะขึ้นกับค่าความถี่ด้วย เมื่อมีการให้สนามไฟฟ้าความถี่สูงแก่ตัวกลาง จะทำให้เกิดกระบวนการกระจายตัวและจัดเรียงตัวใหม่ของประจุ แต่เนื่องจากในกรณีนี้เวลาที่ใช้ในการเกิดโพลาไรเซชัน (relaxation time,  $\tau$ ) เป็นช่วงเวลาที่สั้นมากๆ ประจุจึงไม่สามารถจะจัดเรียงตัวตามทิศทางของสนามและเกิดโพลาไรเซชันที่สมบูรณ์ได้ ในทางกลับกันหากสนามไฟฟ้ามีความถี่ต่ำๆ ประจุจะมีช่วงเวลามากพอที่จะจัดเรียงตัวในทิศทางของสนามไฟฟ้าและทำให้เกิดโพลาไรเซชันที่สมบูรณ์

โพลาไรเซชัน มีอยู่หลายประเภท ได้แก่

**อิเล็กโทรนิคโพลาไรเซชัน** เป็นชนิดที่เกิดจากการกระจายตัวและการจัดเรียงตัวใหม่ของอิเล็กตรอนในระดับชั้นวงโคจรที่เทียบกับนิวเคลียสของอะตอม เนื่องจากอิเล็กตรอนมีมวลน้อยมากจึงมีการตอบสนองต่อการเปลี่ยนแปลงของสนามไฟฟ้าไว้มาก

**ไอออนิกโพลาไรเซชัน** มีสาเหตุมาจากการเปลี่ยนแปลงตำแหน่งของไอออนเทียบกับไอออนตัวอื่น กระบวนการนี้มี relaxation time สำหรับการเกิดโพลาไรเซชันมากกว่ากรณีของอิเล็กตรอนเนื่องจากมีมวลมากกว่า ดังนั้นกรณีของไอออนจึงเกิดโพลาไรเซชันได้ดีที่ความถี่ต่ำๆ

**ไดโพลโพลาไรเซชัน** เป็นปรากฏการณ์ที่เกิดขึ้นในสสารที่มีโมเมนต์ทางไฟฟ้าถาวร (permanent electric moment) อันเนื่องมาจากเป็นโมเลกุลขั้วขั้ว โดยโมเลกุลจะวางตัวตามทิศทางของสนามไฟฟ้า ตัวอย่างเช่น โมเลกุลของน้ำเป็นโมเลกุลที่มีขั้วจึงมีค่า relative dielectric permittivity ( $\epsilon_r \approx 80$  ที่ความถี่ GPR) สูงมากเมื่อเทียบกับดินที่แห้ง ( $\approx 5-7$ ) ดังนั้นค่า  $\epsilon_r$  ของดินจึงขึ้นอยู่กับปริมาณของน้ำที่อยู่ในดินนั้นๆ

**โพลาไรเซชันเชิงปริมาตร** เป็นโพลาไรเซชันที่แข็งแรงมากและเกิดขึ้นช้าที่สุดเพราะได้รับอิทธิพลจาก ผิวสัมผัส (interface effect) ซึ่งเกิดขึ้นจากการสะสมตัวของประจุบริเวณผิวของเม็ดดิน (grain) และรอยแตกในผลึก ดังนั้นในกรณีที่สนามไฟฟ้ามีความถี่ต่ำจะมีผลมากจนทำให้ค่า  $\epsilon_r$  ของสสารสูงกว่าในกรณีของความถี่สูงๆ หรืออาจกล่าวได้ว่าค่า  $\epsilon_r$  จะลดลงเมื่อความถี่เพิ่มขึ้น

โดยปกติแล้วค่าคงที่ไดอิเล็กตริกของสสารที่เป็นส่วนประกอบของโลกจะเป็นผลรวมของค่าคงที่ไดอิเล็กตริกของแต่ละส่วนที่ประกอบขึ้นเป็นสสารทั้งก่อนได้แก่ อากาศ เนื้อหิน น้ำที่โมเลกุลถูกตรึงให้อยู่กับที่ (Bound water) และน้ำที่โมเลกุลสามารถเคลื่อนที่ได้อย่างอิสระ (free water) น้ำที่โมเลกุลถูกตรึงให้อยู่กับที่มักจะปรากฏในพวกแร่ดินและมีค่าคงที่ไดอิเล็กตริกแตกต่างจากน้ำที่อยู่อย่างอิสระ ยิ่งไปกว่านั้นแร่ดินมักจะแสดงอิทธิพลต่อค่าคงที่ไดอิเล็กตริกของดินจากการแลกเปลี่ยนประจุลบ (cation exchange capacity, CEC) และศักย์ไฟฟ้าเคมี (electrochemical potential) ถ้า CEC ของวัตถุค่า โมเลกุลของน้ำจะถูกจัดให้เรียงตัวอยู่รอบ ๆ อนุภาคของดิน และทำให้ค่าคงที่ไดอิเล็กตริกของชั้นน้ำที่ติดอยู่ภายใต้แรงดึงดูดเกือบจะเป็นอิสระจากความถี่ ถ้า CEC เพิ่มขึ้นโครงสร้างทางโมเลกุลของน้ำที่ติดอยู่ภายใต้แรงดึงดูดจะถูกรบกวนและ โมเลกุลของน้ำเคลื่อนที่ได้ง่ายและจัดเรียงตัวตามทิศทางสนามไฟฟ้าซึ่งจะส่งผลให้ค่าคงที่ไดอิเล็กตริกสูงขึ้น (Saarenketo, 1998) แบบจำลองที่มักจะใช้ในการคำนวณหาค่า bulk dielectric permittivity ของสสารที่เป็นส่วนประกอบของโลก คือ Complex Refractive Index Method (CRIM) (Gue'guen and Palciaukas, 1994) ซึ่งจะประกอบด้วยสามองค์ประกอบ [matrix (mat), water(w), air(a)] และค่าค่าคงที่ไดอิเล็กตริกมีค่าเป็น

$$\sqrt{\epsilon_r} = (1 - \phi) \sqrt{\epsilon_{mat}} + \phi S_w \sqrt{\epsilon_w} + \phi(1 - S_w) \sqrt{\epsilon_a} \quad (3.2-1)$$

$\phi$  คือ ความพรุน,  $\epsilon_r$  คือ bulk dielectric permittivity,  $\epsilon_{mat}$  คือ dielectric permittivity ของเนื้อวัตถุ,  $\epsilon_w$  คือ dielectric permittivity ของน้ำ,  $\epsilon_a$  คือ dielectric permittivity ของอากาศ และ  $S_w$  คือ ความอิ่มตัวของน้ำ

**Electrical Conductivity** : สภาพนำไฟฟ้าเป็นอีกปริมาณหนึ่งขึ้นอยู่กับความถี่ ที่ความถี่ต่ำ ในช่วง 1 MHz สภาพนำไฟฟ้าจะมีค่าเข้าใกล้ค่าสภาพนำไฟฟ้าในกรณีอยู่ภายใต้อิทธิพลของไฟฟ้ากระแสตรง (DC level) ซึ่งค่าสภาพนำไฟฟ้าจะไม่ขึ้นกับความถี่ (Ulriksen, 1994) ดังนั้นในการสำรวจด้วยวิธี GPR ซึ่งใช้ความถี่ที่สูง จะเกี่ยวข้องกับปรากฏการณ์โพลาไรเซชันทางแม่เหล็กไฟฟ้าเป็นสิ่งสำคัญ อย่างไรก็ตามอิทธิพลจากการนำไฟฟ้าไม่สามารถที่จะละทิ้งได้ทั้งหมด สภาพนำไฟฟ้าจะมีอิทธิพลต่อการลดทอนของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่เคลื่อนที่ผ่านเข้าไปในตัวกลาง ค่าสภาพนำไฟฟ้าของสสารที่เป็นส่วนประกอบของโลกกล่าวไว้ในหัวข้อที่ 3.1.1

### 3.2.1.2 การแผ่และการลดทอนของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า

การเคลื่อนที่ของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าในตัวกลางสามารถอธิบายได้โดย Maxwell's equations ดังสมการ

$$\nabla^2 E + \omega^2 \mu \sigma E + i \omega \mu \epsilon = 0 \quad (3.2-2)$$

เมื่อ  $E$  คือ เวกเตอร์สนามไฟฟ้า (V/m),  $\omega$  คือ ความถี่เชิงมุม (rad/s) =  $2\pi f$  ( $f$  = ความถี่ในหน่วย Hz),  $\epsilon$  คือ electrical permittivity ของตัวกลาง ( $\epsilon = \epsilon_0 \epsilon_r$ , F/m),  $\epsilon_0$  คือ permittivity ของอากาศ  $8.854 \times 10^{-12}$  (F/m, farad per meter),  $\epsilon_r$  คือ relative dielectric permittivity ของตัวกลาง,  $\mu$  คือ magnetic permeability ของตัวกลาง (H/m, Henry per meter),  $\sigma$  คือ สภาพนำไฟฟ้า (S/m),  $i = \sqrt{-1}$  และ  $t$  คือเวลา (s)

สมการ (3.2-2) มีส่วนที่ขึ้นอยู่กับเวลาที่ขึ้นฟังก์ชันของ  $e^{-i\omega t}$  สมการนี้ใช้อธิบายสำหรับกรณีของตัวกลางที่เป็นเนื้อเดียว (homogeneous medium) ภายใต้เงื่อนไขที่  $\mu$ ,  $\sigma$  และ  $\epsilon$  มีค่าคงที่ ผลเฉลยของสมการที่ (3.2-2) ในกรณีของคลื่นที่เป็นระนาบ (plane wave) และเคลื่อนที่ในทิศของแกน  $z$  คือ

$$E = E_0 e^{i(kz - \omega t)} \quad (3.2-3)$$

$$k = (\omega^2 \epsilon \mu + i \omega \mu \sigma)^{1/2} \quad (3.2-4)$$

$k$  คือพารามิเตอร์ของการเคลื่อนที่หรือเลขคลื่น (wave number) ส่วนจริงของ  $k$  เกี่ยวข้องกับ phase factor ( $\beta$ , rad/m) สำหรับส่วนจินตภาพจะเกี่ยวข้องกับการลดทอนของคลื่น (attenuation,  $\alpha$  (dB/m)) ทั้งส่วนจริงและส่วนจินตภาพของเลขคลื่น  $k$  สามารถเขียนในรูปแบบที่แสดงให้เห็น phase factor และ การลดทอน (attenuation) ของคลื่นที่ผ่านเข้าไปในตัวกลางได้เป็น

$$k = \beta + i \alpha \quad (3.2-5)$$

$$\beta = \omega \left\{ \frac{\epsilon \mu}{2} \left[ \sqrt{1 + \frac{\sigma^2}{\omega^2 \epsilon^2}} + 1 \right] \right\}^{1/2} \quad (3.2-6)$$

และ

$$\alpha = \omega \left\{ \frac{\epsilon \mu}{2} \left[ \sqrt{1 + \frac{\sigma^2}{\omega^2 \epsilon^2}} - 1 \right] \right\}^{1/2} \quad (3.2-7)$$

3.2.1.3 การลดทอน (Attenuation)

สภาพนำไฟฟ้าของตัวกลางเป็นสิ่งที่มียุทธพลอย่างมากต่อการลดทอนของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่เคลื่อนที่ผ่านเข้าไปในตัวกลาง เช่น คลื่น GPR ที่เคลื่อนที่ผ่านเข้าไปในตัวกลางที่เป็นตัวนำไฟฟ้า สนามไฟฟ้าของคลื่นจะเหนี่ยวนำให้เกิดกระแสในตัวกลางและทำให้เกิดการสูญเสียพลังงานของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าไปในรูปของพลังงานความร้อน พลังงานที่สูญเสียไปนี้มักจะแสดงอยู่ในรูปของ loss tangent ( $\tan \delta$ ) ซึ่งเป็นส่วนกลับกับค่า quality factor (Q) ดังนี้

$$\tan \delta = \frac{1}{Q} = \frac{\sigma}{\omega \epsilon} \tag{3.2-8}$$

จากทฤษฎีทางแม่เหล็กไฟฟ้า Q เป็นหนึ่งในสามพารามิเตอร์ (พารามิเตอร์ตัวอื่น ได้แก่ complex dielectric permittivity และ attenuation coefficient) ที่สามารถเปลี่ยนแปลงค่าได้และใช้ในการอธิบายพฤติกรรมการลดทอนของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า (Xu, 1997) ถ้า  $Q \gg 1$  คลื่นจะสามารถเคลื่อนที่เข้าไปในตัวกลางได้ในระยะทางที่มากโดยไม่มี การสูญเสียพลังงาน ถ้า  $Q < 1$  คลื่นจะลดทอนลงเมื่อเคลื่อนที่เข้าไปในตัวกลางได้ในระยะทางสั้น ๆ

การลดทอนของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าจะแสดงออกมาในรูปการลดลงของแอมพลิจูดของสนามตามระยะทาง ซึ่งมักจะแสดงในเทอมของ Skin depth ( $Z_{skin}$ ) หรือ ความหยั่งลึก (Depth of penetration) หรือระยะทางที่ทำให้แอมพลิจูดของคลื่นที่เคลื่อนที่เข้าไปในตัวกลางมีค่าเป็น  $1/e$  เท่าของแอมพลิจูดเริ่มต้น หากความถี่ของคลื่นที่ใช้มีค่าสูงพอหรือทำให้  $\sigma^2/\omega^2\epsilon^2 \ll 1$  ความเร็วของคลื่นที่มีค่าคงที่ และความเร็วของคลื่นไม่ขึ้นกับความถี่ จากสมการ (3.2-3), (3.2-4) และ (3.2-5) สามารถแสดงค่า skin depth ได้ดังสมการ

$$Z_{skin} = \frac{2}{\sigma} \sqrt{\frac{\epsilon}{\mu}} \tag{3.2-9}$$

ในตัวกลางที่มีสภาพความต้านทานไฟฟ้าต่ำ เช่น ดินเหนียว หรือน้ำเกลือ (ค่าสภาพความต้านทาน  $\approx 10 \text{ Ohm.m}$ ) จะมี ค่า skin depth  $\approx 15\text{cm}$  ในทางตรงกันข้ามเมื่อคลื่นเคลื่อนที่เข้าไปในตัวกลางที่มีสภาพความต้านทานสูง เช่น ทรายแห้ง หรือ หินฐาน (bedrocks) ค่า skin depth จะมากกว่า 10m ดังนั้นคลื่นGPR จะสามารถทะลุทะลวงลงในระดับลึกมากขึ้นถ้าดินชั้นบนมีค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าสูง

สมการ (3.2-9) แสดงให้เห็นว่าการลดทอนของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าในกรณีของความถี่ GPR จะขึ้นอยู่กับค่าคงที่ไดอิเล็กตริกและค่าสภาพนำไฟฟ้าเท่านั้น แต่ในทางปฏิบัติการลดทอนของคลื่นจะเพิ่มขึ้นเมื่อความถี่ที่ใช้มีค่าสูงขึ้น ทั้งนี้เนื่องจากค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าและค่าคงที่ไดอิเล็กตริกจะเปลี่ยนแปลงตามความถี่ อีกทั้งเกิดการกระเจิงของคลื่นเมื่อเดินทางไปกระทบกับวัตถุขนาดเล็กๆ ในตัวกลางที่ไม่เป็นเนื้อเดียวกัน

3.2.1.4 ความเร็วคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า

ความเร็วเฟสของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าในสุญญากาศมีค่าเท่ากับความเร็วเฟสของแสง  $c = 0.3\text{m/ns}$  ในตัวกลาง  $m$  โคจ ความเร็วเฟสสามารถคำนวณได้จาก

$$V_m = \frac{\omega}{\beta} = \frac{c}{\left\{ \frac{\epsilon_r \mu_r}{2} \left[ \sqrt{1 + \tan^2 \delta} + 1 \right] \right\}^{1/2}} \tag{3.2-10}$$

สำหรับตัวกลางที่มีสภาพนำไฟฟ้าต่ำและคลื่นที่เคลื่อนที่ผ่านมีความถี่สูงมากพอจนทำให้  $\tan \delta$  มีค่าน้อยกว่าหนึ่ง  
 มาก ๆ ( $\tan \delta \ll 1$ ) ความเร็วของคลื่นในตัวกลางจะอยู่ในรูป

$$V_m = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r \mu_r}} \quad (3.2-11)$$

สำหรับตัวกลางทางธรณีวิทยาเกือบทั้งหมดจะมีค่า relative magnetic permeability ( $\mu_r = 1 + \kappa$ ) เข้าใกล้ 1 เนื่องจากค่า  
 สภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็ก ( $\kappa$ ) โดยปกติจะมีค่าต่ำ ( $\ll 1$ ) ดังนั้นสมการ (3.2-11) จึงเขียนได้ว่า

$$V_m = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (3.2-12)$$

เนื่องจาก  $\epsilon_r$  มีค่ามากกว่า 1 เสมอ จึงทำให้ความเร็วของคลื่น GPR ในตัวกลางมีค่าน้อยกว่าความเร็วของคลื่นแม่เหล็ก  
 ไฟฟ้าในสุญญากาศเสมอ และมีค่าลดลงเมื่อ  $\epsilon_r$  เพิ่มขึ้น

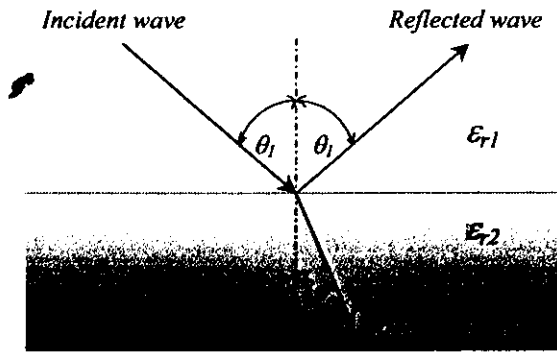
**ตารางที่ 3.2-1** Typical relative dielectric permittivity, electrical conductivity, velocity and attenuation of electromagnetic  
 waves as observed in common geological materials at 100 MHz. (modified after Davis and Annan, 1989)

Material	$\epsilon_r$	$\sigma$ (mS/m)	V (m/ns)	$\alpha$ (dB/m)
Air	1	0	0.3	0
Fresh water	80	0.5	0.033	0.01
Dry sand	3-5	0.01	0.15	0.01
Saturated sand	20-30	0.1-1.0	0.06	0.03-0.3
Limestone	4-8	0.5-2	0.12	0.4-1
Shales	5-15	1-100	0.09	1-100
Silts	5-30	1-100	0.07	1-100
Clays	5-40	2-1000	0.06	1-300
Granite	3-4	0.01-1	0.13	0.01-1

**3.2.1.5 การสะท้อนและการหักเห**

การสะท้อนและการหักเห(Reflection and refraction)ของคลื่น GPR จะเกิดขึ้นเมื่อคลื่นเดินทางไปตกกระทบที่ผิว  
 รอยต่อระหว่างตัวกลางสองตัวที่มีค่า  $\epsilon_r$  ต่างกัน (รูปที่ 3.2-1) คลื่นส่วนหนึ่งจะสะท้อนกลับขึ้นมายังตัวกลางเดิม คลื่นอีกส่วน  
 หนึ่งจะเกิดการหักเหที่ผิวรอยต่อแล้วเคลื่อนที่ผ่านเข้าไปในตัวกลางที่อยู่ด้านล่าง คลื่นส่วนนี้อาจจะสะท้อนกลับมาอีกครั้งเมื่อ  
 เดินทางไปกระทบผิวรอยต่ออื่นๆ ที่มีค่า  $\epsilon_r$  ต่างกัน จากทฤษฎีคลื่น มุมตกกระทบของคลื่นที่ผิวรอยต่อมีค่าเท่ากับมุมสะท้อน  
 ( $\theta_i$  ในรูปที่ 3.2-1) ซึ่งเป็นปรากฏการณ์ที่รู้จักกันดี และความสัมพันธ์ระหว่างมุมตกกระทบกับมุมหักเห ( $\theta_r$ ) สามารถอธิบาย  
 ได้โดยใช้ Snell's law แสดงในรูปอย่างง่ายได้ดังสมการ

$$\sqrt{\epsilon_{r1}} \sin \theta_1 = \sqrt{\epsilon_{r2}} \sin \theta_2 \quad (3.2-13)$$



รูปที่ 3.2-1 Refraction and reflection of GPR wave

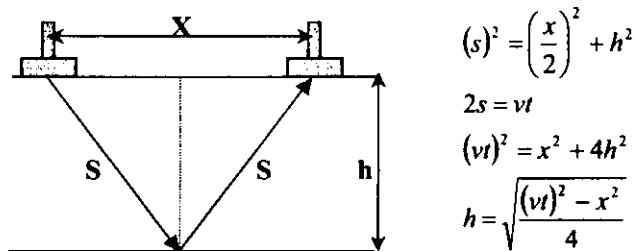
ความแตกต่างของ  $\epsilon_r$  เป็นสิ่งที่บอกค่าให้ทราบถึงปริมาณของพลังงานที่จะสะท้อนหรือหักเห สัมประสิทธิ์การสะท้อน (Reflection coefficient, R) คืออัตราส่วนระหว่างแอมพลิจูดของคลื่นสะท้อนกับแอมพลิจูดของคลื่นตกกระทบ เมื่อคลื่นตกกระทบตั้งฉากกับผิวรอยต่อของตัวกลาง ( $\theta_i = 0^\circ$ ) และเมื่อตัวกลางทั้งสองไม่ได้เป็นตัวนำ ( $\sigma = 0$ ) R มีค่าเป็น

$$R = \frac{\sqrt{\epsilon_{r1}} - \sqrt{\epsilon_{r2}}}{\sqrt{\epsilon_{r1}} + \sqrt{\epsilon_{r2}}} \quad (3.2-14)$$

ในการสำรวจโดยใช้ GPR อาจจะสมมติว่าคลื่นตกกระทบทำมุมตั้งฉากกับผิวรอยต่อของตัวกลางหากระยะห่างระหว่าง transmitting antenna และ receiving antenna สั้นมาก ๆ เมื่อเทียบกับระยะทางถึงผิวรอยต่อ จึงสามารถใช้สมการ (3.2-14) ในการอธิบายได้ ค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนเป็นลบจะเป็นตัวบ่งชี้ว่ามีการกลับเฟสของคลื่นสะท้อนที่ตำแหน่งสะท้อน ซึ่งเกิดขึ้นเมื่อ  $(\epsilon_{r2})^{1/2} > (\epsilon_{r1})^{1/2}$  ค่า R จะมีค่ามากเมื่อค่าแอมพลิจูดของคลื่นสะท้อนมีค่าสูง ซึ่งเกิดขึ้นเมื่อมีความแตกต่างกันมากของ  $\epsilon_r$  เช่น ที่ผิวรอยต่อของน้ำเกลือ หรือวัตถุที่เป็นโลหะ ที่ระดับชั้นน้ำใต้ดินความแตกต่างของค่า  $\epsilon_r$  ของหินแห้งที่อยู่ด้านบน ( $\epsilon_r \approx 5-7$ ) และหินที่อยู่ใต้ระดับชั้นน้ำใต้ดิน ( $\epsilon_r \approx 25$ ) จะมีค่าสูง ซึ่งหมายความว่าแอมพลิจูดของคลื่นสะท้อนจะมีค่าสูงจนสามารถสังเกตได้ จึงสามารถกำหนดความลึกของระดับน้ำใต้ดินได้

### 3.2.1.6 การหาค่าความเร็วคลื่นและความลึกของตัวสะท้อนคลื่น

ในการสำรวจด้วย GPR เวลาที่คลื่นใช้ในการเคลื่อนที่ไป-กลับ (two-way travel times) และแอมพลิจูดของสัญญาณคลื่นที่สะท้อนกลับมาจะถูกบันทึกเอาไว้โดย receiving antenna คลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าจะเคลื่อนที่จาก transmitting antenna และสะท้อนที่ผิวรอยต่อของตัวกลาง ความลึกถึงผิวรอยต่อหรือตัวสะท้อนสามารถคำนวณได้หากรู้ค่าความเร็วของคลื่นที่เคลื่อนที่ในตัวกลางทางด้านบนผิวรอยต่อ

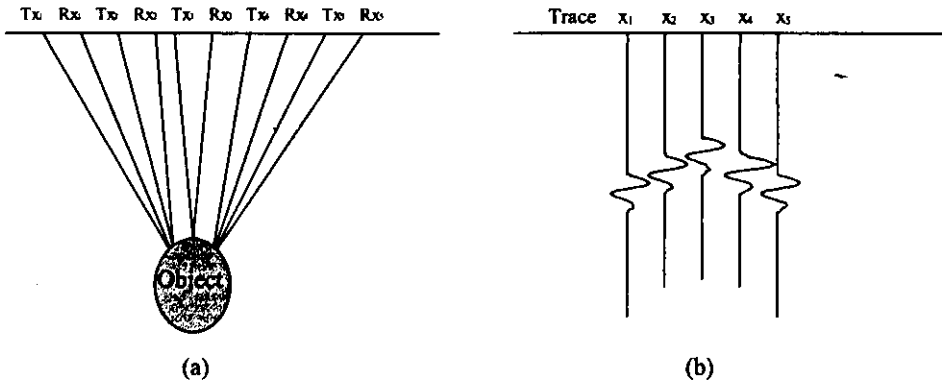


$$\begin{aligned} (s)^2 &= \left(\frac{x}{2}\right)^2 + h^2 \\ 2s &= vt \\ (vt)^2 &= x^2 + 4h^2 \\ h &= \sqrt{\frac{(vt)^2 - x^2}{4}} \end{aligned}$$

รูปที่ 3.2-2 The symbol S denotes the travel path of a reflected wave. The depth to the reflector (h) can be calculated from the equations related to the travel time (t) of the reflected wave and antenna offset (x).

ความเร็วของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าในตัวกลางสามารถหาได้โดยวิธีการดังนี้

1. วัดค่า relative dielectric permittivity ของดินหรือหินและใช้สมการ (3.2-12) คำนวณหาความเร็วคลื่น
2. หาเวลาที่คลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าใช้ในการเดินทางของจากตัวส่งสัญญาณ ไปสะท้อนยังผิวรอยต่อที่ทราบความลึกแน่นอนแล้วเดินทางกลับมายังตัวรับสัญญาณ จากนั้นจึงคำนวณหาความเร็วได้



รูปที่ 3.2-3 Diagram showing a) the antenna geometry for a common-offset GPR reflection survey and b) hyperbola pattern shows in a time section as a result from diffraction of EM wave.  $Tx_u$  is the transmitting antenna location:  $Rx_u$  is the receiving antenna location:  $x_u$  is the midpoint between the antenna offset.

3. ใช้วิธีการ Common Mid Point (CMP) หรือ Wide Angle Reflection and Refraction (WARR) (รูปที่ 3.2-5)
4. วิเคราะห์ภาพสัญญาณเรดาร์ที่มีลักษณะเป็นไฮเพอร์โบลา ซึ่งเกิดจากการเลี้ยวเบนของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าเมื่อเคลื่อนที่ไปกระทบกับวัตถุเล็กๆ ในตัวกลาง

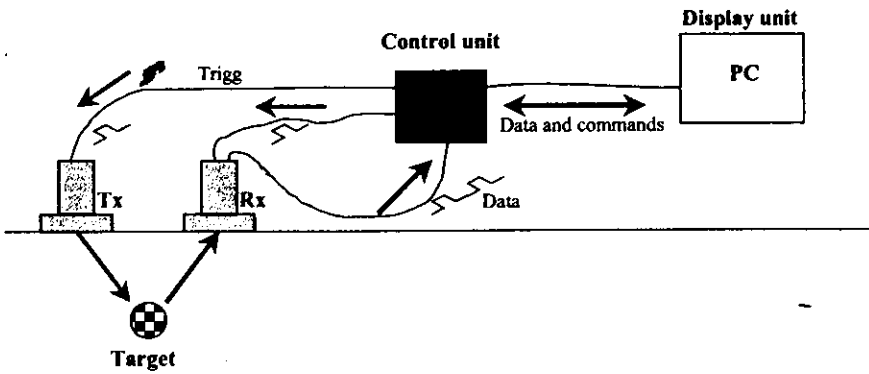
สองวิธีการหลังจะให้รูปแบบของไฮเพอร์โบลาในสัญญาณภาพเรดาร์ (รูปที่ 3.2-3 b) ซึ่งสามารถใช้ hyperbolic function คำนวณหาความเร็วของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าได้จากสมการ

$$V_m = \sqrt{\frac{x_2^2 - x_1^2}{t_2^2 - t_1^2}} \quad (3.2-15)$$

$x_1$  และ  $x_2$  เป็นตำแหน่งของจุดกึ่งกลางระหว่าง antenna  
 $t_1$  และ  $t_2$  เป็นเวลาที่คลื่นใช้เดินทางไปสะท้อนยังผิวรอยต่อแล้วเดินทางกลับมายังตัวรับสัญญาณที่ตำแหน่ง  $x_1$  และ  $x_2$   
 $V_m$  เป็นความเร็วเฉลี่ยของคลื่นในตัวกลางที่อยู่ด้านบนของผิวรอยต่อ

### 3.2.2 ระบบของเครื่อง GPR

ระบบของ GPR ประกอบด้วยสี่ส่วนหลักๆ คือ ส่วนที่ทำหน้าที่ส่งสัญญาณคลื่น (transmitting unit) ส่วนที่ทำหน้าที่ส่งสัญญาณคลื่น (receiving unit) ส่วนที่ทำหน้าที่ควบคุมระบบ (control unit) และส่วนแสดงผล (display unit) ดังรูป

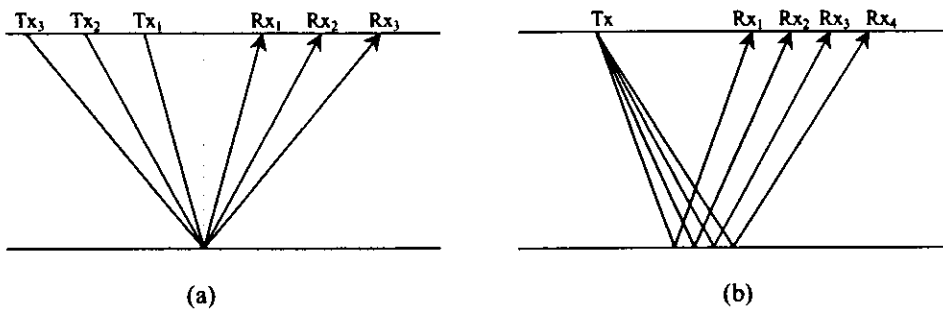


รูปที่ 3.2-4 A schematic diagram of the GPR system. The transmitter and receiver antenna are connected to the control unit through optical fibres.

สายอากาศส่งสัญญาณคลื่น (Transmitting antenna) จะผลิตสัญญาณคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าแบบ pulse และจะถูกส่งลงไปใต้พื้นดิน สัญญาณที่เกิดจากการสะท้อน หรือกระเจิง จะถูกบันทึกไว้โดยสายอากาศรับสัญญาณ (receiving antenna) ที่อยู่ใกล้ๆ กับ transmitting antenna จากนั้นสัญญาณจะถูกส่งต่อไปยังส่วนควบคุมระบบ (control unit) และแสดงภาพสัญญาณเรดาร์ (radargram) ที่ส่วนแสดงผล โดยจะแสดงทั้งแอมพลิจูดของสัญญาณคลื่นสะท้อนและเวลาที่คลื่นใช้เดินทางจากตัวส่งสัญญาณจนกระทั่งเดินทางกลับมายังตัวรับสัญญาณ

### 3.2.3 รูปแบบของการสำรวจด้วย GPR

การสำรวจด้วยวิธี GPR โดยปกติจะทำการสำรวจด้านการสะท้อนตามแนววัด ภาพสัญญาณที่ได้จะแสดงเวลาที่คลื่นใช้ในการเคลื่อนที่ไปถึงตัวสะท้อนแล้วเดินทางกลับมายังตัวรับสัญญาณกับตำแหน่งในแนวราบซึ่งเป็นตำแหน่งกึ่งกลางระหว่างสายอากาศส่ง-รับสัญญาณ (antennas offset) โดยระยะ antennas offset จะมีค่าคงที่และเมื่อทำการวัดที่ตำแหน่งถัดไป ชุดสายอากาศส่ง - รับสัญญาณจะถูกเคลื่อนย้ายไปด้วยกัน ทำการวัดไปเรื่อยๆ จนสิ้นสุดแนววัด สัญญาณสะท้อนจะเคลื่อนที่เป็นระยะทางสองเท่าของระยะทางถึงผิวตัวสะท้อน ดังนั้นเวลามนภาพสัญญาณเรดาร์จึงเป็นเวลาที่ใช้ในการเคลื่อนที่ไปกลับ (two-way traveltime, twt) ภาพสัญญาณที่ปรากฏจะมีความสัมพันธ์กับโครงสร้างใต้พื้นดิน ความลึกจริงถึงตัวสะท้อนสามารถคำนวณได้จาก twt หากทราบความเร็วของคลื่น บางครั้งการหาความเร็วของคลื่น GPR ได้พื้นดินอาจได้การพิจารณารูปแบบของไฮเพอร์โบลานาภาพสัญญาณเรดาร์ที่เกิดขึ้นจากการเลี้ยวเบน แต่ลักษณะของไฮเพอร์โบลานี้ไม่ได้พบในทุกๆ ภาพสัญญาณ ดังนั้นการสำรวจแบบ Common-Mid-Point (CMP) หรือ แบบ WARR จึงถูกนำมาใช้ในการหาความเร็วของคลื่น GPR ได้พื้นดิน

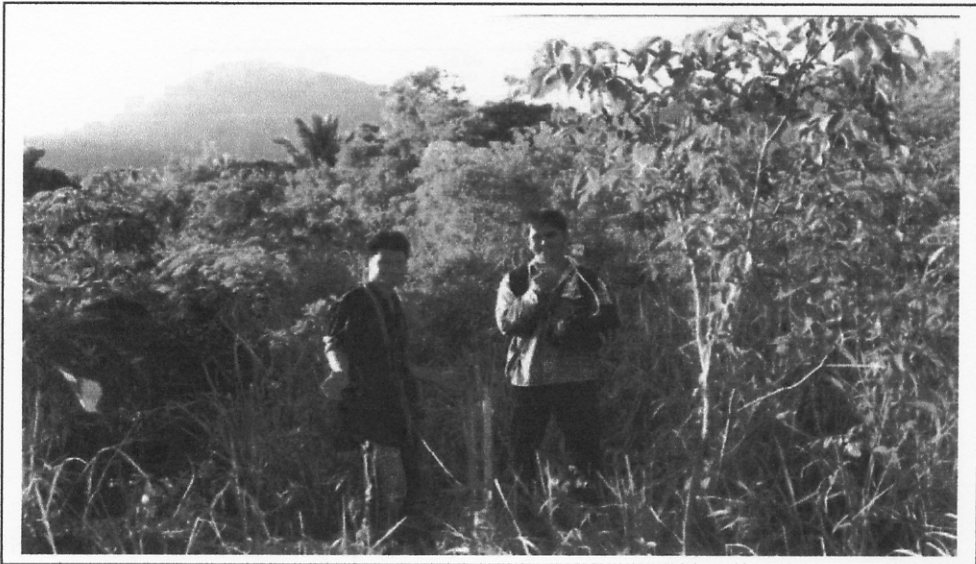


รูปที่ 3.2-5 GPR geometry (a) CMP survey and (b) WARR survey.  $Tx_n$  is the transmitting antenna location and  $Rx_n$  is the receiving antenna location.



การสำรวจแบบ CMP จะทำการเลื่อนตัวส่งสัญญาณและตัวรับสัญญาณออกจากจุดอ้างอิงใดๆ ด้วยระยะทางเท่ากัน จุดดังกล่าวเรียกว่า mid-point ในขณะที่การสำรวจแบบ WARR จะวางสายอากาศส่งสัญญาณไว้กับที่แล้วทำการเปลี่ยนตำแหน่งตัวรับสัญญาณโดยการย้ายตัวรับสัญญาณออกไปเรื่อยๆ และทำการวัดที่ตำแหน่งต่างๆ ไปพร้อมกัน ความคล้ายคลึงกันของวิธีการทั้งสองนี้อยู่ที่ระยะระหว่างตัวรับและตัวส่งสัญญาณจะเพิ่มขึ้นเรื่อยๆ ขณะที่ระยะดังกล่าวเพิ่มขึ้นก็จะทำให้เวลาที่คลื่นใช้ในการเคลื่อนที่เพิ่มขึ้น ซึ่งสามารถใช้ความสัมพันธ์ระหว่างเวลาที่เพิ่มขึ้นตามระยะทางระหว่างตัวรับและตัวส่งสัญญาณ จากนั้นจึงสามารถคำนวณหาความเร็วของคลื่นใต้ผิวดินซึ่งมีค่าคงที่ได้ ในโครงการวิจัยนี้ไม่ได้ใช้วิธีการทั้งสองในการหาความเร็วของคลื่น GPR ใต้ผิวดิน เนื่องจากอุปกรณ์การสำรวจไม่สามารถทำการวัดได้ภายหลังจากการสำรวจด้านการสะท้อนเสริมจลน์ อย่างไรก็ตาม ได้คำนวณหาความเร็วของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าในชั้นดินจากการพิจารณาสัญญาณสะท้อนที่มีแอมพลิจูดสูง ซึ่งสะท้อนมาจากชั้นน้ำใต้ดินที่รู้ค่าความลึกแน่นอนโดยวัดจากบ่อน้ำของชาวบ้านที่ระยะห่าง 144m จากหลุมเจาะลึก JICA15

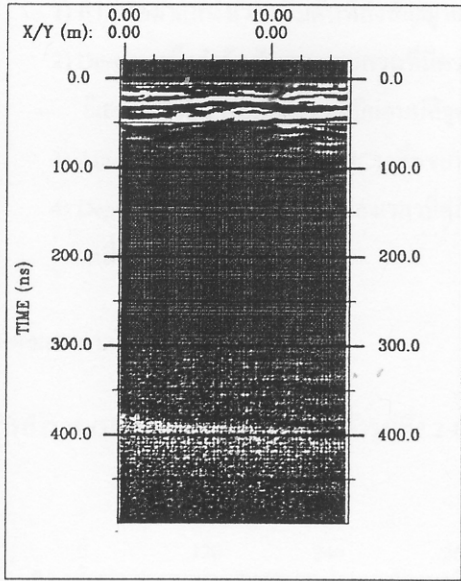
### 3.2.4 การเก็บข้อมูล



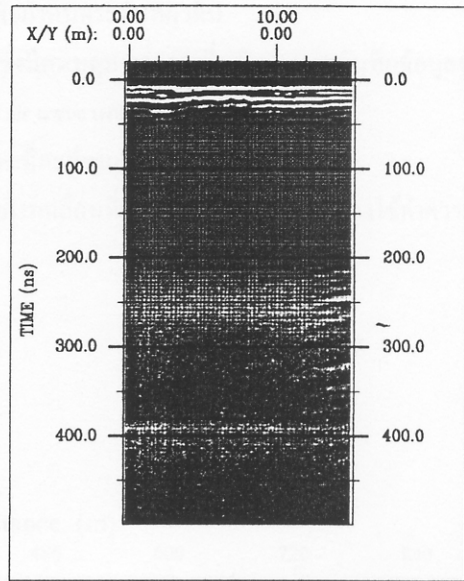
รูปที่ 3.2-6 Field survey of common-offset GPR reflection with antenna offset 0.6m.

โครงการวิจัยนี้ใช้วิธี GPR เพื่อตรวจหาโครงสร้างทางธรณีวิทยาและความลึกของระดับน้ำใต้ดิน โดยจะนำผลการสำรวจไปแปลความร่วมกับข้อมูลสำรวจด้านคลื่นไหวสะเทือนชนิดหักเห การวัดค่าสนามโน้มถ่วง และการวัดค่าสภาพด้านทานไฟฟ้า ซึ่งคาดว่าจะทำให้ภาพโครงสร้างทางธรณีวิทยาที่ได้มีความน่าเชื่อถือมากยิ่งขึ้น

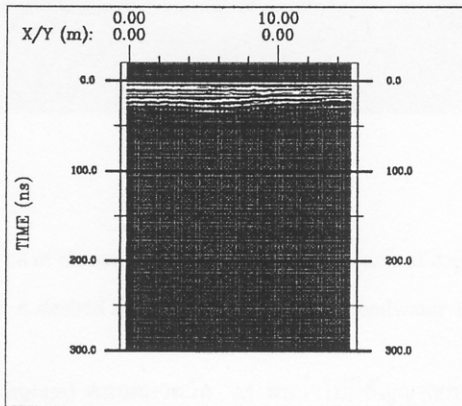
ในการเก็บข้อมูล ได้ทำการวัดแบบ common - offset ระยะห่างระหว่าง antennas เท่ากับ 0.6m จุดวัดแต่ละจุดห่างกัน 1.5m โดยทำการวัดตลอดแนววัด M และแนววัดสั้นๆ อีก 3 แนววัดในทิศตั้งฉากกับแนววัด M ที่ระยะ 305m, 410m และ 530m ดังรูปที่ 2-4 รวมระยะทางเก็บข้อมูลทั้งสิ้นประมาณ 1530m ก่อนที่จะเริ่มเก็บข้อมูลทั้งหมด ได้ทดลองเก็บข้อมูลบริเวณใกล้หลุมเจาะลึก JICA2 โดยใช้ความถี่ของสายอากาศ (Antenna frequency) 50 MHz, 100 MHz และ 200 MHz (รูปที่ 3.2-7 a, b, c) เพื่อพิจารณาเลือกใช้ความถี่ที่เหมาะสมที่สุดที่จะใช้ในงานวิจัยนี้ จากการทดลองพบว่าคุณสมบัติของชั้นดินในพื้นที่วิจัยตอบสนองต่อสายอากาศความถี่ 100 MHz มากกว่าสายอากาศความถี่อื่น



(a)



(b)



(c)

รูปที่ 3.2-7 Test profile close to the deep well JICA2 using different antenna frequencies, (a) 50 MHz, (b) 100 MHz and (c) 200 MHz.

ภาพสัญญาณสะท้อนจากสายอากาศส่งสัญญาณที่มีความถี่ต่างกันแสดงให้เห็นว่าความหยั่งลึก (depth of penetration) ของความถี่ 50 MHz > 100 MHz > 200 MHz ตัวส่งสัญญาณ 50 MHz จะให้ภาพสัญญาณสะท้อนที่เวลาประมาณ 29 ns ก่อนข้างคิดว่าตัวส่งสัญญาณ 100 MHz และ 200 MHz แต่ภาพที่ได้มีรายละเอียดน้อยกว่าเมื่อเทียบกับความถี่ทั้งสอง ในขณะที่ตัวส่งสัญญาณ 100 MHz ให้รายละเอียดที่ดีกว่า 50 MHz และยังคงแสดงให้เห็นการสะท้อนที่เวลา 29 ns สำหรับตัวส่งสัญญาณ 200 MHz เป็นตัวส่งสัญญาณที่ให้รายละเอียดของชั้นดินส่วนบนดีที่สุดแต่มีแอมพลิจูดไม่ชัดเจนเมื่อเทียบกับตัวส่งสัญญาณ 50 MHz และ 100 MHz ดังนั้นจะเห็นได้ว่าตัวส่งสัญญาณ 100 MHz เป็นตัวส่งสัญญาณที่เหมาะสมที่สุดที่จะใช้ในการสำรวจในพื้นที่วิจัยนี้

### 3.2.5 การประมวลผลข้อมูล (Data processing)

ข้อมูลเรดาร์หยั่งลึกของทั้ง 4 แนววัดถูกนำมาประมวลผลโดยใช้โปรแกรม GradixV.1ของบริษัท Interpex Limited เพื่อให้ได้แผนภาพเรดาร์ที่ดีที่สุดที่จะใช้ในการแปลความ ได้ใช้วิธีการจัดการข้อมูลเรียงลำดับดังนี้