โครงการการเรียนการสอนเพื่อเสริมประสบการณ์

ธรณีเคมีของน้ำพุร้อนบ้านสมอทอง อำเภอห้วยคต จังหวัดอุทัยธานี

โดย

นางสาววราภรณ์ คำไพเราะ

เลขประจำตัวนิสิต 5732748123

โครงการนี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาระดับปริญญาตรี
ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
ปีการศึกษา 2560

บทคัดย่อและแฟ้มข้อมูลฉบับเต็มของโครงงานทางวิชาการที่ให้บริการในคลังปัญญาจุฬาฯ (CUIR)

เป็นแฟ้มข้อมูลของนิสิตเจ้าของโครงงานทางวิชาการที่ส่งผ่านทางคณะที่สังกัด

The abstract and full text of senior projects in Chulalongkorn University Intellectual Repository(CUIR)

are the senior project authors' files submitted through the faculty.

ธรณีเคมีของน้ำพุร้อนบ้านสมอทองจังหวัดอุทัยธานี

นางสาววราภรณ์ คำไพเราะ

โครงงานนี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรวิทยาศาสตรบัณฑิต

ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

ปีการศึกษา 2560

Geochemistry of Baan Samorthong Hot Spring Changwat Uthai Thani

Ms.Waraporn Kumpairoh

A Project Submitted in Partial Fulfilment of the Requirements

For the Degree of Bachelor of Science Program in Geology

Department of Geology, Faculty of Science, Chulalongkorn University

Academic Year 2017

ธรณีเคมีของน้ำพุร้อนบ้านสมอทองจังหวัดอุทัยธานี

Geochemistry of Baan Samorthong Hot Spring Changwat Uthai Thani

ผู้วิจัย: นางสาววราภรณ์ คำไพเราะ
อาจารย์ที่ปรึกษางานวิจัย: อาจารย์ อ.ดร.สกลวรรณ ชาวไชย
อาจารย์ที่ปรึกษางานวิจัยร่วม: Dr.Tefang Lan
ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

บทคัดย่อ :

แหล่งน้ำพุร้อนบ้านสมอทองตั้งอยู่ที่ อำเภอห้วยคต จังหวัดอุทัยธานี ในบริเวณภาคเหนือตอนล่างของประเทศไทย เป็นแหล่งน้ำพุร้อนแหล่งเดียวของจังหวัดอุทัยธานี ถูกค้นพบขึ้นในสมัยสงครามโลกครั้งที่ 2 และสร้างขึ้นในปี พ.ศ. 2540 ครอบคลุมพื้นที่ประมาณ 40 ตารางกิโลเมตร ทั้งนี้ในพื้นที่ศึกษาดังกล่าวยังไม่มีข้อมูลเกี่ยวกับธรณีเคมีของน้ำและยังไม่เคยมีการศึกษาในเชิงงานวิจัยมาก่อน ผู้วิจัยจึงจัดทำงานวิจัยนี้ขึ้นเพื่อศึกษาลักษณะทางธรณีเคมีและวัฏจักรของน้ำพุร้อนบ้านสมอทอง เพื่อเป็นประโยชน์ในด้านการจัดการแหล่งน้ำพุร้อนนี้ต่อไปในอนาคต จากข้อมูลแผนที่ธรณีวิทยาของกรมทรัพยากรธรณี ปี พ.ศ. 2550 พบว่าแหล่งน้ำพุร้อนบ้านสมอทองตั้งอยู่บนตะกอน ยุคควอเทอร์นารีซึ่งปกคลุมอยู่บนหินแกรนิตยุคไทรแอสซิกโดยเป็นหินแกรนิตที่อยู่ในแนวตอนกลางของประเทศไทย (Central granite belt) จากการศึกษาพบว่าแหล่งน้ำพุร้อนบ้านสมอทองมีอุณหภูมิพื้นผิวประมาณ 54 องศาเซลเซียส มีค่า pH ประมาณ 8.1 มีค่าความนำไฟฟ้าประมาณ 511 μS/cm และมีค่า TDS ประมาณ 383 ppm จากผลการทดลองนำไปสู่ผลการวิเคราะห์ลักษณะธรณีเคมีของน้ำพุร้อนแหล่งนี้ ซึ่งพบว่ามีแหล่งที่มาของน้ำมาจากน้ำฝนซึ่งถูกเติมลงพื้นที่เติมน้ำในช่วงฤดูฝน ไอออนในน้ำมาจากการทำปฏิกิริยาระหว่างน้ำฝนกับหินท้องที่ จากการวิเคราะห์ด้วยแผนภาพ Piper พบว่าเป็นน้ำประเภทโซเดียม โพแทสเซียมและไบคาร์บอเนต มีปริมาณของ Na และ HCO_3^- ในน้ำสูง โดยมีปริมาณธาตุฟลูออไรด์และลิเทียมสูงกว่ามาตรฐานน้ำดื่มของ WHO ดังนั้นจึงสรุปผลได้ว่าน้ำจากแหล่งน้ำพุร้อนนี้ไม่เหมาะสมสำหรับการบริโภค และจากการคำนวนอุณหภูมิใต้ผิวโลกของแหล่งกักเก็บของน้ำพุร้อน (Reservoir temperature) โดยใช้วิธีการคำนวนจากปริมาณของซิลิกาที่ละลายอยู่ในน้ำโดยสมการของ Arnórsson, 2000 พบว่ามีอุณหภูมิประมาณ 76 องศาเซลเซียส ซึ่งเป็นอุณหภูมิที่สามารถพัฒนาแหล่งน้ำพุร้อนนี้เพื่อใช้ประโยชน์ในด้านอื่นนอกจากอุตสาหกรรมการท่องเที่ยวแบบปัจจุบันได้ เช่น การทำห้องปรับอากาศ ห้องควบคุมอุณหภูมิสำหรับสัตว์เลี้ยง และด้านเกษตรกรรมจำพวกห้องควบคุมอุณหภูมิเพาะพันธุ์ไม้ แต่อุณหภูมิดังกล่าวยังเป็นอุณหภูมิที่มีค่าไม่สูงพอที่จะนำไปใช้ในการผลิตกระแสไฟฟ้า

คำสำคัญ แหล่งน้ำพุร้อนบ้านสมอทอง น้ำพุร้อน อุทัยธานี อุณหภูมิของแหล่งกักเก็บ แผนภาพPiper

Geochemistry of Baan Samorthong Hot Spring Changwat Uthai Thani

Researcher: Waraporn Kumpairoh

Advisor: Dr.Sakonvan Chawchai

Co-Advisor: Dr.Tefang Lan

Department of Geology, Faculty of Science, Chulalongkorn University

Abstract:

Baan Samorthong hot spring of lower Northern Thailand has been recently discovered since World War II. The hot spring is built in 1997 located at Huaikhunkaeo reservoir, Huai Khot District, Uthai Thani Province, covering an area about 40 km^2 with is the only hot spring of the province and the geochemistry has not been studied. So, the objective of this research is to study geochemical and cycle water of Baan Samorthong hot spring. Geologically, Quaternary unconsolidated sediments cover the hot spring area. Uthai Thani Geological mapping of DMR shows the Triassic granite under the Quaternary sediments which is considered central granite belt of Thailand.The results of Baan Samorthong hot spring show surface temperature about 54 ℃. The spring's pH is 8.1 considered weakly basic. Conductivity shows 511 μS/cm estimately and total dissolved solids (TDS) is about 383 ppm. Geochemically, the water in the thermal hot spring is meteoric water recharged in rainy season. Ions of water are from the interaction of meteoric water and the country rock. Geochemical analyses from ions in the hot spring water by Piper diagram reveal that sodium and potassium bicarbonate type with high sodium and bicarbonate and showing high contents of fluoride and lithium over WHO standard. Therefore, it is not appropriate for consuming. Reservoir temperature as calculated by silica geothermometer from Arnórsson, 2000 is about 76 ℃. The temperature is not high enough for a geothermal power plant. However, this study is recommended to use Baan Samorthong hot spring for air conditioning, thermostat for domestic animal or agriculture e.g. nursery temperature controller room.

Keywords Baan Samorthong hot spring, hot spring, Uthai Thani Province, Reservoir temperature, Piper diagram

กิตติกรรมประกาศ

โครงการวิจัยครั้งนี้สำเร็จลุล่วงได้เนื่องจากได้รับความอนุเคราะห์จากบุคคลหลายท่าน ดังนี้

ขอขอบพระคุณอาจารย์ที่ปรึกษาโครงการ อาจารย์ ดร. สกลวรรณ ชาวไชย เป็นอย่างสูงที่ทำการให้คำแนะนำและให้คำปรึกษา รวมถึงให้ความช่วยเหลือในการแก้ปัญหาด้านต่างๆ ตลอดจนดูแลในทุกด้านจนจบระยะเวลาในการดำเนินโครงการนี้ให้สำเร็จลุล่วงไปได้ดี

ขอบพระคุณอาจารย์ที่ปรึกษาร่วม Dr.Tefang Lan ที่ได้ให้ความรู้เฉพาะทางที่เป็นประโยชน์ต่อการดำเนินโครงการ รวมถึงความอนุเคราะห์ในการวิเคราะห์ตัวอย่างในห้องปฏิบัติการที่ประเทศไต้หวัน

ขอบพระคุณรองศาสตราจารย์ ดร.ศรีเลิศ โชติพันธรัตน์ ที่ให้ความอนุเคราะห์เครื่องมือในการออกภาคสนาม

ขอบพระคุณสถาบันเทคโนโลยีนิวเคลียร์แห่งชาติ (องค์กรมหาชน) สำหรับความอนุเคราะห์ในการใช้อุปกรณ์และเครื่องมือต่างๆในห้องปฏิบัติการ

สุดท้ายนี้ขอขอบคุณพี่ๆในห้องปฏิบัติการเคมี ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย สำหรับการให้ความรู้และคำแนะนำการใช้อุปกรณ์เครื่องมือต่างๆในห้องปฏิบัติการ ขอบคุณนายทิวัตถ์ รัตนวงศ์ ที่ช่วยเหลือในการออกภาคสนามและความร่วมมือในทุกด้าน รวมถึงอาจารย์ทุกท่านและเพื่อนๆทุกคนที่ให้ความช่วยเหลือในทุกๆด้านระหว่างการดำเนินการจนสามารถสำเร็จลุล่วงได้ด้วยดี ผู้วิจัยขอระลึกในความกรุณาของทุกท่านที่ได้กล่าวมาข้างต้นตลอดจนบุคคลที่มิได้เอ่ยนามไว้ ณ ที่นี้

สารบัญ

บทคัดย่อภาษาไทย ง
บทคัดย่อภาษาอังกฤษ จ
กิตติกรรมประกาศ ฉ
สารบัญ ช
สารบัญตาราง ฌ
สารบัญรูปภาพ ญ
บทที่ 1 บทนำ 1
1.1 ที่มาและความสำคัญ 1
1.2 วัตถุประสงค์ของโครงการ 3
1.3 พื้นที่ศึกษา 3
1.3.1 ที่ตั้งและอาณาเขต 3
1.3.2 ลักษณะภูมิประเทศและลักษณะภูมิอากาศ 5
1.3.3 ลักษณะธรณีวิทยา 5
บทที่ 2 ทฤษฎีและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง 7
2.1 การเกิดน้ำพุร้อนในประเทศไทยและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง 7
2.1.1 ตัวอย่างงานวิจัยเกี่ยวข้องในประเทศไทย 8
2.1.2 ตัวอย่างงานวิจัยที่เกี่ยวข้องในต่างประเทศ 11
2.2 การวิเคราะห์ธาตุ 12
2.2.1 Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS) 12
2.2.2 Ion Chromatography (IC) 13
2.3 การวิเคราะห์ประเภทของน้ำ 14
2.3.1 Piper diagram 14
2.3.2 Gibbs diagram 15
2.3.3 Meteoric Water Line 17
2.4 การคำนวณอุณหภูมิของแหล่งกักเก็บ (reservoir temperature) 17
บทที่ 3 ระเบียบวิธีวิจัย 20
3.1 ข้อมูลภาคสนาม 20
3.2 การเก็บตัวอย่างน้ำ 23
3.2.1 เก็บตัวอย่างน้ำเพื่อวัดค่าไอโซโทปเสถียร $\delta^{18}O$ และ δD 23
3.2.2 เก็บตัวอย่างน้ำสำหรับการวิเคราะห์ปริมาณไอออนบวกและไอออนลบ 23
3.2.3 เก็บตัวอย่างน้ำสำหรับวัดปริมาณซิลิกา 24
3.3 วิเคราะห์ตัวอย่างในห้องปฏิบัติการ 24
3.3.1 วิเคราะห์องค์ประกอบไอออนบวกของน้ำ 24

3.3.2. วิเคราะห์ไอออนของน้ำที่มีปริมาณน้อยๆระดับ ppb 26
3.3.3. วิเคราะห์องค์ประกอบไอออนลบของน้ำ 27
3.3.4. วิเคราะห์ปริมาณของ HCO_3^- และ CO_3^{2-} 28
3.3.5. วิเคราะห์ไอโซโทปเสถียร $\delta^{18}O$ และ δD 29
บทที่ 4 ผลการศึกษาและอภิปรายผล 31
4.1 ข้อมูลภาคสนาม 31
4.2 ผลการทดลองในห้องปฏิบัติการ 32
4.2.1 ข้อมูลธาตุองค์ประกอบของน้ำ 32
4.2.2 แบ่งประเภทของน้ำด้วย Piper diagram 34
4.2.3 ผลการวิเคราะห์ Gibbs diagram 35
4.2.4 ผลการวิเคราะห์ไอโซโทปเสถียร $\delta^{18}O$ และ δD 36
4.2.5 อุณหภูมิของแหล่งกักเก็บ (Reservoir temperature) 39
4.2.6 อภิปรายเปรียบเทียบผลการศึกษาแหล่งน้ำพุร้อนอื่นในประเทศไทย 39
บทที่ 5 สรุปผล 40
ข้อเสนอแนะ 42
บรรณานุกรม 43

สารบัญตาราง

ตารางที่ 4.1 ตารางแสดงข้อมูลภาคสนาม 31
ตารางที่ 4.2 ตารางแสดงผลการวิเคราะห์ปริมาณไอออนบวก 32
ตารางที่ 4.3 ตารางแสดงผลการวิเคราะห์ปริมาณไอออนลบ 33
ตารางที่ 4.4 ตารางแสดงค่า TDS 33
ตารางที่ 4.5 ตารางแสดงผลการวิเคราะห์ไอโซโทปเสถียร δ18O และ δD 36
ตารางที่ 4.6 ตารางแสดงอุณหภูมิที่แหล่งกักเก็บ (Reservoir temperature) 39
ตารางที่ 5.1 ตารางแสดงธาตุองค์ประกอบในน้ำของแหล่งน้ำพุร้อนบ้านสมอทอง เทียบกับมาตราฐาน WHO, (2006) 41

สารบัญรูปภาพ

รูปที่ 1.1 แสดงอุณหภูมิและตำแหน่งของพื้นที่ศึกษาน้ำพุร้อนบ้านสมอทองรหัส UT_01 เทียบกับแหล่งน้ำพุร้อนอื่นบริเวณข้างเคียง 3

รูปที่ 1.2 แสดงพื้นที่ศึกษา 4

ก. ตำแหน่งพื้นที่ศึกษาอยู่บริเวณภาคเหนือตอนล่างของประเทศไทย 4

ข. พื้นที่ศึกษาตั้งอยู่ใน อำเภอห้วยคต จังหวัดอุทัยธานี 4

ค. กราฟแสดงข้อมูลค่าเฉลี่ยรายเดือนของไอโซโทปเสถียรออกซิเจนและปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายเดือนของจังหวัดนครสวรรค์ปี พ.ศ.2556-2558 4

รูปที่ 1.5 รูปแสดงธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษา 6

รูปที่ 2.1 แสดงแบบจำลองการเกิดน้ำพุร้อนในประเทศไทย 7

รูปที่ 2.2 หลักการทำงานของเครื่อง ICP-MS 12

รูปที่ 2.3 หลักการทำงานเครื่อง IC 13

รูปที่ 2.4 หลักการทำงานของเครื่อง CRDS 14

รูปที่ 2.5 รูปแสดง Piper diagram แบ่งประเภทของน้ำจากองค์ประกอบเคมี 15

รูปที่ 2.6 แสดง Gibbs diagram ใช้บอกกลไกที่ควบคุมองค์ประกอบทางเคมีของน้ำ 16

รูปที่ 2.7 แสดง Meteoric Water Line ในฤดูที่แตกต่างกัน 17

รูปที่ 3.1 วัดอุณหภูมิและค่าการนำไฟฟ้าด้วย conductivity meter 20

รูปที่ 3.2 วัดค่าความเป็นกรด-ด่าง ด้วย pH meter 20

รูปที่ 3.3 ภาพแสดงจุดเก็บตัวอย่างน้ำทั้งหมด 4 จุด 20

รูปที่ 3.4 ภาพแสดงการเก็บตัวอย่างน้ำจุดที่ 1 21

ก.อุปกรณ์สำหรับเก็บตัวอย่างน้ำบาดาลจากที่ลึก 21

ข.เก็บตัวอย่างน้ำจากบ่อน้ำร้อนบาดาล ที่เจาะลงไปลึกประมาณ 30 เมตร 21

ค.บ่อน้ำพุร้อนที่ต่อเชื่อมกับบ่อปูนในรูป ข. เป็นบริเวณที่ใช้วัดอุณหภูมิ วัดค่าความเป็นกรด-ด่าง และค่าความนำไฟฟ้า 21

รูปที่ 3.5 ภาพแสดงการเก็บตัวอย่างน้ำจุดที่ 2 22

รูปที่ 3.6 ภาพแสดงการเก็บตัวอย่างน้ำจุดที่ 3 22

รูปที่ 3.7 ภาพแสดงการเก็บตัวอย่างน้ำเพื่อวัดค่าไอโซโทปเสถียร δ18O และ δD 23

รูปที่ 3.8 เก็บตัวอย่างน้ำสำหรับไอออนบวก 23

รูปที่ 3.9 เก็บตัวอย่างน้ำสำหรับไอออนลบกรองด้วย Filter ขนาด 0.2 ไมครอน 23

รูปที่ 3.10 ภาพแสดงการเก็บตัวอย่างน้ำสำหรับวัดปริมาณซิลิกา 24

รูปที่ 3.11 สารละลาย single standard SIGMA – ALDRICH ของ K^+, Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Li^+ และ NH_4 เข้มข้น 1000 ppm 25

รูปที่ 3.12 ขวดแก้วขนาด 1.5 มิลลิลิตร 25
รูปที่ 3.13 เรียงตัวอย่างเข้าเครื่อง IC 25
รูปที่ 3.14 เครื่อง Ion Chromatography 25
รูปที่ 3.15 สารละลาย mix standard metal ยี่ห้อ Agilent Technologist standard 26
รูปที่ 3.16 เครื่อง ICP 26
รูปที่ 3.17 เครื่อง MS 26
รูปที่ 3.18 สารละลาย single standard SIGMA – ALDRICH ของ NO_3^-, Br^-, PO_4^{3-}, SO_4^{2-}, F^-, Cl^- และ I^- เข้มข้น 1000 ppm 27
รูปที่ 3.19 สารละลาย mix standard ที่ความเข้มข้นแตกต่างกัน 27
รูปที่ 3.20 ชุดเครื่องมือไทเทรต 28
รูปที่ 3.21 ตัวอย่างน้ำที่เปลี่ยนเป็นสีฟ้าเมื่อหยด R-2 indicator 28
รูปที่ 3.22 ตัวอย่างน้ำที่เปลี่ยนเป็นแดงเมื่อหยด R-3 acid 28
รูปที่ 3.23 ตัวอย่างน้ำพุร้อนบ้านสมอทองและน้ำจากอ่างเก็บน้ำที่เก็บในขวด High Density Polyethylene 29
รูปที่ 3.24 standard VSMOW $\delta^{18}O$ -11.82, -5.6 และ 1.64 ‰ 29
รูปที่ 3.25 เครื่อง Cavity Ring Down Spectroscopy (CRDS) 30
รูปที่ 4.1 แสดงผลการวิเคราะห์ตัวอย่าง WK1 WK2 WK3 และ WK4 ด้วย Piper diagram 34
รูปที่ 4.2 แสดง Gibbs diagram ของตัวอย่างน้ำ WK1 WK2 WK3 และ WK4 35
รูปที่ 4.3 ข้อมูลไอโซโทปเสถียร $\delta^{18}O$ และ δD ของตัวอย่าง WK1 WK2 WK3 และ WK4 เทียบกับ Meteoric Water Line จังหวัดนครสวรรค์ ในปี 2013-2015 37
รูปที่ 4.4 ข้อมูลไอโซโทปเสถียร $\delta^{18}O$ และ δD ของตัวอย่าง WK1 WK2 WK3 และ WK4 เทียบกับ Meteoric Water Line จังหวัดนครสวรรค์ในปี 2013-2015 เฉลี่ยรายเดือนในแต่ละฤดูที่แตกต่างกันได้แก่ ฤดูร้อน(เดือนมีนาคมถึงเมษายน) ฤดูหนาว (เดือนพฤศจิกายนถึงกุมภาพันธุ์) และฤดูฝน (เดือนพฤษภาคมถึงตุลาคม) 38
รูปที่ 5.1 ภาพแสดงการนำอุณหภูมิที่แหล่งกักเก็บของน้ำพุร้อนไปใช้ประโยชน์ 42

บทที่ 1 บทนำ

1.1 ที่มาและความสำคัญ

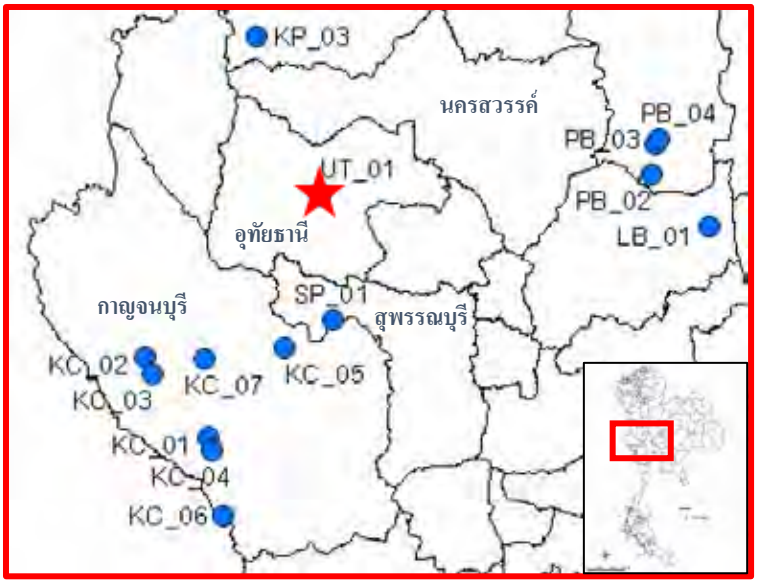
น้ำพุร้อน คือ น้ำที่มีอุณหภูมิสูงกว่าอุณหภูมิของสภาพแวดล้อม หรือน้ำที่มีอุณหภูมิสูงกว่าอุณหภูมิร่างกายคนซึ่งมีอุณหภูมิประมาณ 98 องศาฟาเรนไฮต์ (°F) หรือ 36.7 องศาเซลเซียส (°C) (Pentecost *et al.,* 2003) โดยเป็นน้ำที่ไหลขึ้นมาสู่ผิวดินด้วยแรงดันจากความร้อนภายในโลก น้ำพุร้อนจึงเป็นปรากฏการณ์ทางธรรมชาติบนพื้นผิวโลกที่บ่งบอกถึงบริเวณที่มีพลังงานความร้อนใต้พิภพ ในประเทศไทยมีแหล่งน้ำพุร้อนที่ถูกค้นพบและบันทึกจำนวน 118 แหล่ง ซึ่งมีอุณหภูมิอยู่ในช่วง 40-100 องศาเซลเซียล พบมากทางภาคเหนือ ภาคตะวันตก และภาคใต้ของประเทศ (Raksaskulwong, 2015) โดยส่วนใหญ่แหล่งน้ำพุร้อนในประเทศไทยจะพบกระจายตัวตามแนวรอยเลื่อน ซึ่งเป็นโครงสร้างทางธรณีวิทยาที่เป็นทางให้น้ำไหลเวียนนำพลังงานความร้อนใต้พื้นพิภพจากใต้ดินขึ้นสู่ผิวดิน โดยแหล่งน้ำพุร้อนที่มีอุณหภูมิ 40 - 60 องศาเซลเซียส ส่วนใหญ่จะมีการพัฒนาเป็นสถานที่ท่องเที่ยว ส่วนแหล่งน้ำพุร้อนที่มีอุณหภูมิสูงมากกว่า 80 องศาเซลเซียส จะถูกพัฒนานำไปใช้ประโยชน์ด้านอื่นๆ เช่น การผลิตกระแสไฟฟ้า การนำความร้อนไปใช้ในด้านอุตสาหกรรม และเกษตรกรรม เป็นต้น (Department of Alternative Energy Developtment and Efficeincy, 2007)

สำหรับประเทศไทยกรมทรัพยากรธรณีได้มีการสำรวจและเผยแพร่ข้อมูลการศึกษาน้ำพุร้อนในด้านอุณหภูมิ ค่าความนำไฟฟ้า และธาตุฟลูออไรต์ของแหล่งน้ำพุร้อนทั้งหมดที่ถูกค้นพบ เนื่องจากถ้าในน้ำมีธาตุฟลูออไรด์เกินมาตราฐานน้ำดื่ม WHO จะไม่สามารถนำบริโภคได้ เพราะจะส่งผลเสียต่อสุขภาพโดยตรงคือ ทำให้เกิดการเสื่อมสภาพของ skeleton tissues ซึ่งมีผลกับกระดูกและฟันและจะมีผลมากในเด็กเล็ก (Department of Alternative Energy Developtment and Efficeincy, 2007) ส่วนการศึกษาแหล่งน้ำพุร้อนในเชิงลึกนั้นโดยส่วนใหญ่จะทำการศึกษาในบริเวณภาคเหนือของประเทศไทย เนื่องจากเป็นแหล่งน้ำพุร้อนมีที่อุณหภูมิของน้ำบริเวณพื้นผิวสูงมากกว่า 80 องศาเซลเซียส ซึ่งมีโอกาสที่จะพัฒนาเป็นแหล่งพลังงานความร้อนได้ จึงมีการศึกษาโดยละเอียด อาทิอุณหภูมิของน้ำพื้นผิว อุณหภูมิของน้ำในแหล่งกักเก็บ องค์ประกอบทางเคมีของน้ำ และอัตราการไหลของน้ำ เป็นต้น (Korjedee, 2002)

จากการศึกษางานวิจัยที่เกี่ยวข้องพบว่า ในต่างประเทศมีการศึกษาธรณีเคมีของน้ำพุร้อนเพื่อใช้ประโยชน์ในหลากหลายด้าน ตัวอย่างเช่น ประเทศไอซ์แลนด์นักวิทยาศาสตร์ได้ศึกษาแหล่งที่มาของความร้อนและองค์ประกอบทางเคมีของน้ำพุร้อน เพื่อใช้ประโยชน์ในเรื่องของการศึกษาเกี่ยวกับภัยแผ่นดินไหว

ได้ เนื่องจากมีการบันทึกการเปลี่ยนแปลงองค์ประกอบทางเคมีของน้ำบาดาลอย่างต่อเนื่อง พบว่ามีความแตกต่างกันระหว่างก่อนและหลังเกิดแผ่นดินไหว โดยพบว่าหลังเกิดแผ่นดินไหวสัดส่วนของไอโซโทป $^{3}He/^{4}He$ จะมีเพิ่มมากขึ้น (Skelton A. *et al.,* 2014) และยังสามารถวิเคราะห์ประเภทของน้ำได้จากการนำธาตุองค์ประกอบของน้ำมาศึกษาใช้โดยหลักของ Piper and Schoeller diagrams บอกแหล่งที่มาของน้ำได้จากการศึกษาไอโซโทปเสถียร $\delta^{18}O$ และ δD โดยใช้ $\delta\ ^{18}O$ - δD diagram (Ngansom *et al.,* 2017) รวมถึงบอกแหล่งที่มาของพลังงานความร้อนได้จากการศึกษาอัตราส่วนของไอโซโทป $^{3}He/^{4}He$ ในน้ำ ซึ่งมีค่าแตกต่างกันไปขึ้นกับกระบวนการเกิดใต้พื้นพิภพของแต่ละพื้นที่ (Amaral *et al.,* 2017) ดังนั้นการศึกษาเกี่ยวกับองค์ประกอบทางเคมีของน้ำพุร้อนจึงเป็นอีกหนึ่งปัจจัยที่ช่วยให้สามารถเข้าใจกระบวนการต่าง ๆ ที่เกี่ยวกับโลกได้ ข้าพเจ้าจึงมีความสนใจในการศึกษาเกี่ยวกับองค์ประกอบทางเคมีของน้ำพุร้อน และไอโซโทปเสถียร $\delta^{18}O$ และ δD รวมทั้งประเทศจีน (Yokoyama *et al.,* 1999) ไต้หวัน (Yang *et al.,* 1999) และสหรัฐอเมริกา (Craig *et al.,* 1978) ก็ได้ทำการศึกษาสัดส่วนไอโซโทป $^{3}He/^{4}He$ ของแหล่งน้ำพุร้อนเพื่อใช้ในการศึกษาเกี่ยวกับภูเขาไฟและกระบวนการของหินหนืดภายใต้โลก

แหล่งน้ำพุร้อนบ้านสมอทอง จังหวัดอุทัยธานี มีอุณหภูมิของน้ำในแหล่งน้ำพุร้อนโดยเฉลี่ยประมาณ 67 องศาเซลเซียส ซึ่งมีอุณหภูมิสูงกว่าแหล่งน้ำพุร้อนอื่นที่อยู่บริเวณข้างเคียง ประมาณ 10 - 20 องศาเซลเซียส ทั้งที่ตำแหน่งที่ตั้งของแหล่งน้ำพุร้อนบ้านสมอทองนั้นอยู่ห่างจากบริเวณที่มีรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ ซึ่งเป็นรอยเลื่อนหลักในพื้นที่ มากกว่าแหล่งน้ำพุร้อนอื่น ๆ ที่อยู่ใกล้เคียง จากประเด็นความแตกต่างในเรื่องของอุณหภูมินี้ ข้าพเจ้าจึงสนใจที่จะศึกษาธรณีเคมีของน้ำพุร้อนบ้านสมอทอง โดยหวังว่าการศึกษานี้จะให้ข้อมูลที่นำไปใช้ประโยชน์แก่ประชาชนในพื้นที่ที่ใช้น้ำพุร้อนในการอุปโภค บริโภค รวมทั้งเป็นฐานข้อมูลธรณีเคมีของน้ำพุร้อนที่สามารถจะนำไปใช้ประโยชน์ด้านงานวิจัยในอนาคตได้



รหัส	แหล่งน้ำพุร้อน	อุณหภูมิ (°C)
KP_03	อุทยานแห่งชาติแม่วงก์	38
PB_01	บ้านน้ำร้อน	42
PB_02	บ้านวังขาม	52
PB_03	บ้านพุขาม	46
PB_04	บ้านพุเตย	32
UT_01	บ้านสมอทอง	67
LB_01	เขาสมโภชน์	34
SP_01	บ้านพุน้ำร้อน	38
KC_01	ห้องช้าง	-
KC_02	หินดาด	40
KC_03	บ้านน้ำพุร้อน	40
KC_04	บ้านเขาพัง	40
KC_05	บ้านต้นล้าไย	42
KC_06	บ้านพุน้ำร้อน	-

รูปที่ 1.1 แสดงอุณหภูมิและตำแหน่งของพื้นที่ศึกษาน้ำพุร้อนบ้านสมอทองรหัส UT_01 เทียบกับแหล่งน้ำพุร้อนอื่นบริเวณข้างเคียง จะเห็นว่าพื้นที่ศึกษามีอุณหภูมิสูงกว่าอุณหภูมิเฉลี่ยของแหล่งน้ำพุร้อนข้างเคียง(ที่มา: Department of Alternative Energy Developtment and Efficeincy, 2007)

1.2 วัตถุประสงค์ของโครงการ

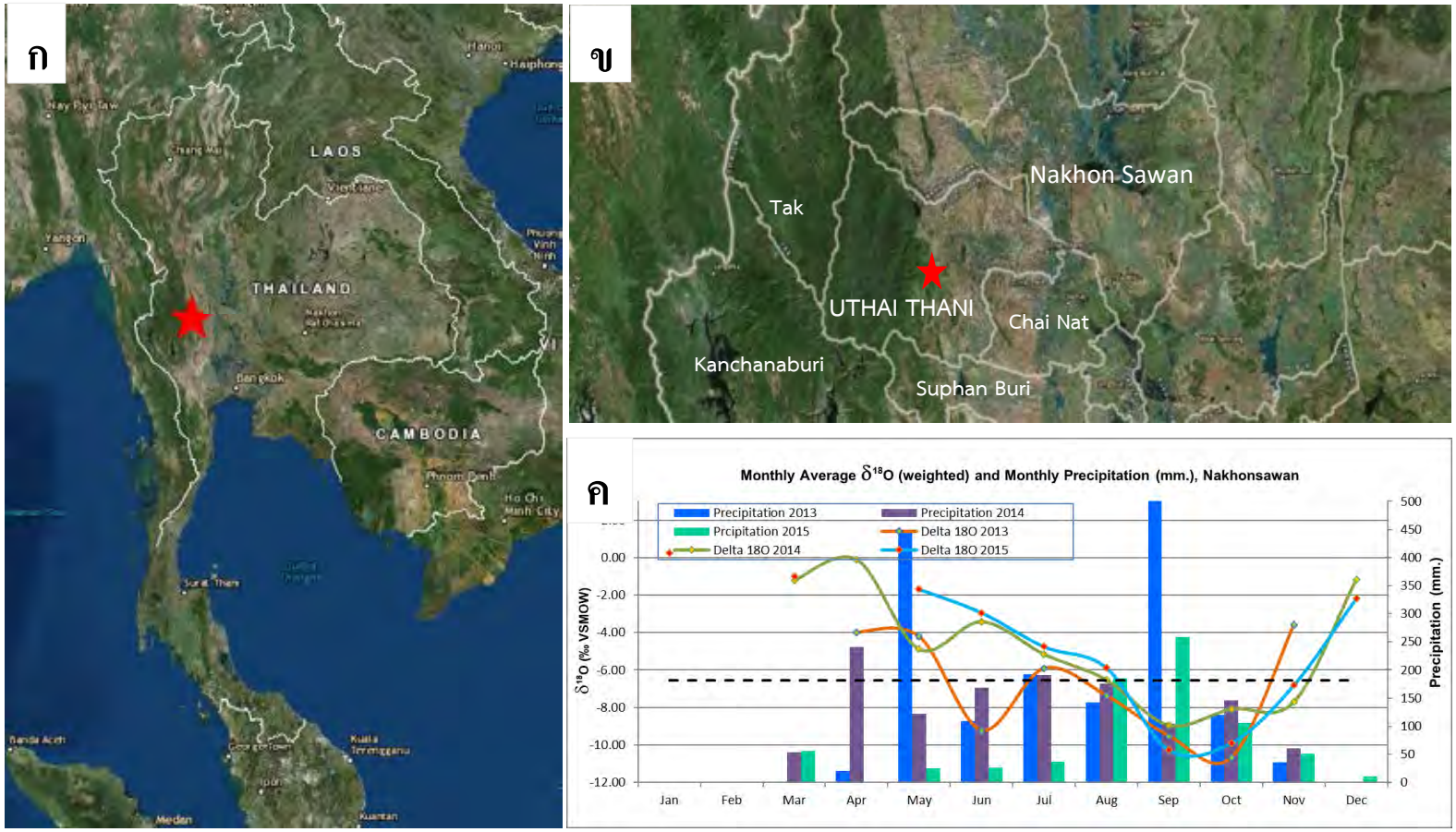
1.2.1 เพื่อทำฐานข้อมูลธรณีเคมี ของน้ำพุร้อนบ้านสมอทอง จังหวัดอุทัยธานี

1.2.2 เพื่อศึกษาวัฏจักรของน้ำพุร้อนบ้านสมอทองจากการวิเคราะห์ธาตุองค์ประกอบและไอโซโทปเสถียรของออกซิเจน ($\delta^{18}O$) และไฮโดรเจน (δD)

1.3 พื้นที่ศึกษา

1.3.1 ที่ตั้งและอาณาเขต

แหล่งน้ำพุร้อนบ้านสมอทอง ถูกค้นพบครั้งแรกโดยชาวญี่ปุ่นสมัยสงครามโลกครั้งที่ 2 อยู่ในโครงการอ่างเก็บน้ำห้วยขุนแก้วสร้างขึ้นเมื่อ ปี พ.ศ. 2540 และสร้างบริเวณน้ำร้อนขึ้นมากลางอ่างเก็บน้ำ ซึ่งเป็นน้ำพุร้อนแบบธรรมชาติขนาดเล็ก (Sutcharoen, 2556) ตั้งอยู่ที่ตำบลทองหลาง อำเภอห้วยคต จังหวัดอุทัยธานี ในเขตภาคเหนือตอนล่างของประเทศไทย มีพื้นที่ประมาณ 40 ตารางกิโลเมตร



รูปที่ 1.2 แสดงพื้นที่ศึกษาด้วย ★ ก. ตำแหน่งพื้นที่ศึกษาอยู่บริเวณภาคเหนือตอนล่างของประเทศไทย ข. พื้นที่ศึกษาตั้งอยู่ใน อำเภอห้วยคต จังหวัดอุทัยธานี ค. กราฟแสดงข้อมูลค่าเฉลี่ยรายเดือนของไอโซโทปเสถียรออกซิเจนและปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายเดือนของจังหวัดนครสวรรค์ปี พ.ศ.2556-2558 (ที่มา: Thailand Institute of Nuclear Technology, 2558)

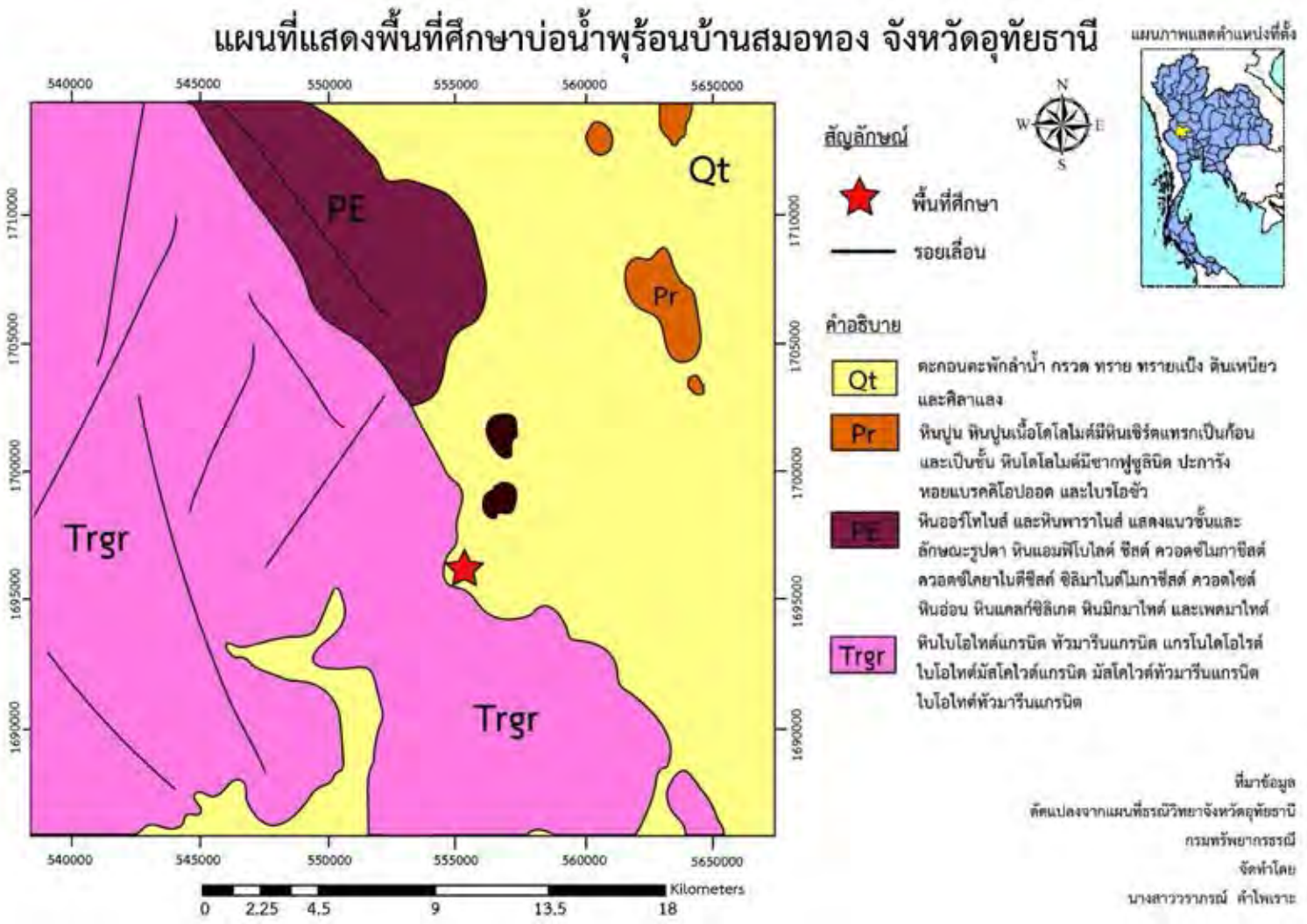
1.3.2 ลักษณะภูมิประเทศและลักษณะภูมิอากาศ

น้ำพุร้อนบ้านสมอทอง เป็นน้ำพุร้อนขนาดเล็กตั้งอยู่ที่บริเวณอ่างเก็บน้ำห้วยขุนแก้ว ซึ่งมีลักษณะภูมิประเทศโดยทั่วไปเป็นป่าเขาลาดเอียงจากทิศตะวันตกลงทิศตะวันออก ต้นน้ำทางทิศตะวันตกเป็นเทือกเขาสูงสลับซับซ้อน พื้นที่ตอนล่างบริเวณอ่างเก็บน้ำเป็นพื้นที่ดอนมีลักษณะเป็นลูกคลื่น พื้นที่ลุ่มน้ำมีขนาดประมาณ 197.1 ตารางกิโลเมตร (กลุ่มงานตะกอนและคุณภาพน้ำส่วนอุทกวิทยาสำนักบริหารจัดการน้ำและอุทกวิทยา กรมชลประทาน, 2012)

สภาพภูมิอากาศโดยทั่วไปของพื้นที่ศึกษา อยู่ภายใต้อิทธิพลของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้และลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ โดยอิทธิพลของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ส่งผลให้สภาพภูมิอากาศบริเวณพื้นที่ศึกษาในช่วงเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคมเป็นฤดูฝน และมีฝนตกหนักในช่วงเดือนกันยายน เมื่อเข้าสู่อิทธิพลของลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือซึ่งได้รับอิทธิพลจากความกดอากาศสูงในประเทศจีนทำให้อากาศจะเริ่มแห้งแล้งและมีอุณหภูมิลดลงตั้งแต่ประมาณเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนกุมภาพันธ์ และจะเป็นฤดูร้อนในช่วงเดือนมีนาคมและเมษายน จะมีอุณหภูมิค่อนข้างสูงและแห้งแล้ง นอกจากอิทธิพลของลมมรสุมแล้วบริเวณนี้ยังได้รับอิทธิพลจากร่องความกดอากาศต่ำ พายุดีเปรสชั่น พายุโซนร้อน และไต้ฝุ่นจากมหาสมุทรแปซิฟิกอีกด้วย จึงทำให้บางครั้งมีฝนตกหนักนอกฤดูกาล เช่นในเดือนเมษายน (กลุ่มงานตะกอนและคุณภาพน้ำส่วนอุทกวิทยาสำนักบริหารจัดการน้ำและอุทกวิทยา กรมชลประทาน, 2012) โดยแสดงในรูปที่ 1.3 ภาพ ค. กราฟข้อมูลจากสถาบันเทคโนโลยีนิวเคลียร์แห่งชาติ แสดงค่าเฉลี่ยรายเดือนของไอโซโทปเสถียรออกซิเจนและปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายเดือนของจังหวัดนครสวรรค์ปี พ.ศ.2556-2558 จากสถานีตรวจจังหวัดนครสวรรค์ซึ่งเป็นจังหวัดที่มีอาณาเขตติดกับจังหวัดอุทัยธานีทางเหนือ

1.3.3 ลักษณะธรณีวิทยา

บริเวณพื้นที่ศึกษา ตั้งอยู่บนหินแกรนิตอายุไทรแอสซิก เป็นหินแกรนิตแนวตอนกลางของประเทศไทย โดยมีลักษณะเป็นมวลหินขนาดใหญ่ติดต่อกันเป็นแนวยาววางตัวในแนวเหนือใต้ต่อเนื่องจากแนวแกรนิตจังหวัดตาก มีลักษณะเป็นหินแกรนิตเนื้อหยาบ มีผลึกแร่เฟลด์สปาร์ขนาดใหญ่มีการแสดงลักษณะการเรียงตัวของผลึกเป็นแนว และประกอบด้วยแร่มัสโคไวท์ ทัวมารีน และควอตซ์ เนื้อหินมีรอยแตกเป็นทางให้น้ำร้อนผ่านขึ้นมาบนผิวดิน (กรมทรัพยากรธรณี, 2551)



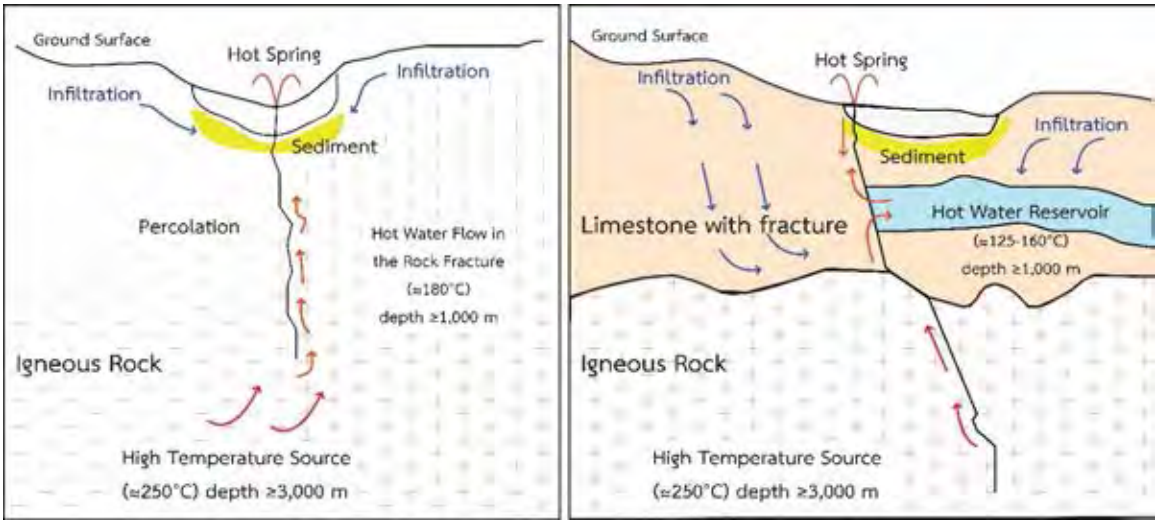
รูปที่ 1.5 รูปแสดงธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษา(ดัดแปลงจาก: กรมทรัพยากรธรณี, 2550)

บทที่ 2 ทฤษฎีและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

ทฤษฎีที่เกี่ยวข้อง

2.1 การเกิดน้ำพุร้อนในประเทศไทยและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

จากงานวิจัยของ Giao *et al.,* 2007 ได้จำแนกการเกิดน้ำพุร้อนในประเทศไทย ออกเป็น 2 ประเภท ได้แก่ 1) น้ำพุร้อนที่มีความสัมพันธ์กับหินอัคนี (รูปที่ 2.1A) โดยน้ำฝนและน้ำผิวดินไหลลงใต้ดินตามแนวรอยเลื่อนหรือรอยแตกของหิน จนถึงความลึกระดับหนึ่งที่น้ำได้รับการถ่ายเทพลังงานความร้อนจากหินอัคนี ทำให้น้ำเกิดการเปลี่ยนสถานะกลายเป็นไอเกิดแรงดัน ดันน้ำที่มีอุณหภูมิสูงขึ้นให้ไหลกลับขึ้นสู่พื้นผิวโลกตามแนวรอยเลื่อนหรือรอยแตกของหิน ซึ่งน้ำพุร้อนประเภทนี้จะมีอุณหภูมิสูงกว่า 70 องศาเซลเซียส และ 2) น้ำพุร้อนที่มีชั้นหินอื่น เช่น หินตะกอน ปิดทับอยู่บนหินอัคนีที่เป็นหินฐาน (รูปที่ 2.1B) น้ำฝนและน้ำผิวดินไหลลงใต้ดินตามรูพรุนของหิน รอยเลื่อน หรือรอยแตกของหิน สู่ความลึกระดับหนึ่งน้ำได้รับการถ่ายเทพลังงานความร้อนจากหินอัคนี ทำให้น้ำเกิดการเปลี่ยนสถานะกลายเป็นไอเกิดแรงดัน ดันน้ำที่มีอุณหภูมิสูงขึ้นให้ไหลกลับขึ้นสู่พื้นผิวโลกตามแนวรอยเลื่อนหรือรอยแตกของหิน เช่นเดียวกับแบบแรก แต่น้ำพุร้อนประเภทนี้จะมีอุณหภูมิและแร่องค์ประกอบต่ำกว่าแบบแรก โดยมีอุณหภูมิต่ำกว่า 60 องศาเซลเซียส (Giao *et al.,* 2007)



รูปที่ 2.1 แสดงแบบจำลองการเกิดน้ำพุร้อนในประเทศไทย (ที่มา: Giao *et al.,* 2007)

2.1.1 ตัวอย่างงานวิจัยข้องในประเทศไทย

งานวิจัยของ ปัญญา จารุศิริ และคณะ, (2000) ได้ศึกษาแหล่งความร้อนใต้พิภพของประเทศไทย เวียดนาม และพม่า เพื่อใช้ประโยชน์ในการศึกษาเกี่ยวกับธรณีแปรสันฐาน โดยน้ำพุร้อนเป็นข้อมูลที่นำไปสู่การศึกษาการไหลของความร้อน (Heat flow) ของพื้นที่ศึกษา จากข้อมูลของน้ำพุร้อน 94 แหล่ง ในประเทศไทยพบว่าส่วนใหญ่ เป็นน้ำประเภท $NaCO_3(SO_4)$ ที่มี Cl เล็กน้อย ซึ่งเป็นน้ำพุร้อนที่มีความสัมพันธ์กับหินแกรนิต น้ำพุร้อนที่อยู่ทางภาคใต้ มีค่า TDS และ alkalinity ต่ำกว่าน้ำพุร้อนในภาคเหนือ โดยการไหลของความร้อน (Heat flow) ของภาคเหนือของประเทศไทยแบ่งออกเป็น 2 เขต คือ ฝั่งตะวันตกมีค่า Heat flow สูงกว่า 1.5 HF และฝั่งตะวันออกมีค่า Heat flow ต่ำกว่า 1.5 HF โดยบริเวณความร้อนใต้พิภพของประเทศไทยถูกควบคุมด้วยธรณีแปรสัณฐานแบบดึงออกและแนวระดับที่ส่งผลให้เกิดแนวรอยเลื่อนและมวลหินอัคนีระดับลึก ในส่วนของประเทศเวียดนามน้ำพุร้อนเป็นน้ำประเภท $NaCO_3(Cl)$ บริเวณแม่น้ำแดงจะมีน้ำพุร้อนที่มีแก๊สมีเทนที่เป็นตัวบ่งบอกถึงความแตกต่างของธรณีแปรสัณฐานที่เกิดจากการหลอมของชั้นเนื้อโลกที่ผสมกับการหลอมของเปลือกโลกบริเวณตอนกลางและตอนใต้ของประเทศเวียดนาม ซึ่งเกิดจากธรณีแปรสัณฐานแบบขยายออกและแนวระดับ ส่วนของประเทศพม่ามีน้ำพุร้อนเป็นจำนวนมาก ส่วนใหญ่เป็นน้ำพุร้อนประเภทที่อยู่กับหินแกรนิต น้ำพุร้อนทางภาคตะวันออกของพม่าจะอยู่ตามแนวเหนือใต้ตามแนว Left-lateral fault

ต่อมางานวิจัยของ ปัญญา จารุศิริ และคณะ, (2003) ทำการศึกษาน้ำพุร้อนขนาดเล็ก 3 แห่ง ที่อำเภอโป่งน้ำร้อนจังหวัดจันทบุรี ภาคตะวันออกของประเทศไทย โดยการศึกษาภาพถ่ายดาวเทียมและภาพถ่ายทางอากาศพบว่าแหล่งน้ำพุร้อนนี้ตั้งอยู่บริเวณจุดอ่อนไหวของแผ่นเปลือกโลก ซึ่งถูกควบคุมลักษณะโครงสร้างบริเวณไพศาล (regional structure) ด้วยรอยเลื่อนที่วางตัวแนวตะวันตกเฉียงเหนือที่เป็นรอยเลื่อนสาขาของรอยเลื่อนแม่ปิงที่เป็นรอยเลื่อนตามแนวระดับ ที่เกิดจากการขยายตัวของขอบเขตประเทศไทยกับประเทศพม่า เป็นน้ำพุร้อนที่ปิดทับอยู่บนตะกอนแม่น้ำยุคควอเทอร์นารี คณะวิจัยทำการเก็บตัวอย่างน้ำพุร้อนและน้ำจากแม่น้ำ เก็บข้อมูลทางกายภาพ พบว่ามีอุณหภูมิพื้นผิวเฉลี่ย 34-36 องศาเซลเซียล ค่า pH ประมาณ 9.18-9.26 ความนำไฟฟ้าอยู่ในช่วง 659-672 μS/cm มีค่า TDS อยู่ในช่วง 318-325 mg/L มีค่าความเค็มต่ำ และงานวิจัยนี้แสดงผลข้อมูลธาตุ ได้แก่ Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-, NO_3^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, F^- วิเคราะห์ประเภทของน้ำโดยพล็อตค่า Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-, NO_3^-, SO_4^{2-}, HCO_3 ลงใน Piper diagram พบว่าน้ำจากน้ำพุร้อนเป็นน้ำประเภท Na-HCO_3 หาอุณหภูมิใต้ผิวโลกโดยใช้ แร่ควอตซ์ (quartz) NaK และ NaKCa เป็นมาตรความร้อนใต้พิภพ (Geothermometry) โดย

คำนวนจากสมการของ Armorsson *et al.,* (1983) Fournier *et al.,* (1974a) และ Fournier *et al.,* (1974b) สรุปได้ว่าอุณหภูมิใต้พื้นผิวเฉลี่ยที่คิดจาก quartz (no steam loss) geothermometry method มีค่าประมาณ 90.26 องศาเซลเซียส วิธีที่คิดจาก quartz (maximum steam loss) geothermometry method จะได้ว่ามีอุณหภูมิเฉลี่ยประมาณ 92.54 องศาเซลเซียส วิธีที่คิดจาก Na-K geothermometry method ได้อุณหภูมิเฉลี่ยประมาณ 74.14 องศาเซลเซียส และวิธี Na-K-Ca geothermometry method ได้อุณหภูมิเฉลี่ยประมาณ 88.27 องศาเซลเซียส ทั้งนี้งานวิจัยนี้ได้ทำการศึกษาแหล่งที่มาของความร้อนพบว่ามีรอยเลื่อนและแนวแตกเป็นทางให้ความร้อนผ่าน โดยมีงานวิจัยอื่นๆสนับสนุนแนวคิดนี้จากการศึกษาอัญมณีในยุคซีโนโซอิค หินบะซอลต์พบว่าแยกออกมาจากชั้นเนื้อโลก ประกอบกับการศึกษาของ Hoke and Campbell, (1995) ทำการศึกษาไอโซโทปของฮีเลียมใน fluid inclusion ของแร่โอลิวีนและไพรอกซีนที่เป็นผลึกดอกในหินบะซอลต์ของแผ่นเปลือกโลกอินโดจีนประเทศไทย พบว่ามีแหล่งกำเนิดของแมกมาจากชั้นเนื้อโลกที่เกิดจากการการหลอมของแผ่นเปลือกโลกอินโดจีนซึ่งยังคงมีพลังอยู่ในปัจจุบัน เป็นแหล่งกำเนิดความร้อน และคาดว่าน้ำพุร้อนจากจันทบุรีนี้มีแหล่งที่มาของน้ำจากน้ำฝนผสมกับน้ำเก่าในช่องว่างในหินตะกอนยุคไทรแอสซิก และจากการตรวจองค์ประกอบทางเคมีเทียบกับค่ามาตรฐานของน้ำดื่มสรุปว่าน้ำพุร้อนแห่งนี้มีค่าแมงกานีสและฟลูออไรด์สูงกว่ามาตราฐานไม่สามารถใช้ในการบริโภคได้ซึ่งเหมือนกับแหล่งน้ำพุร้อนอื่นๆในประเทศไทยที่เคยมีการศึกษามา แต่สามารถใช้ประโยชน์จากความร้อนได้โดยใช้เป็นน้ำในการอุปโภคสำหรับบ้านพักตากอากาศ

งานวิจัยของ Kanokaratana *et al.,* (2004) ได้ทำการศึกษาเกี่ยวกับความหลากหลายของแบคทีเรียและ Archaea ในน้ำพุร้อนบ่อคลึง จังหวัดราชบุรี เป็นน้ำที่มีแร่ประกอบซัลไฟด์สูง มีอุณหภูมิพื้นผิวประมาณ 50–57 องศาเซลเซียส โดยทำการเก็บตัวอย่างตะกอนที่ความลึกใต้ผิวน้ำประมาณ 20-30 เซนติเมตร เพื่อมาตรวจหา DNA และ rRNA โดยวิธี PCR and cloning พบว่าน้ำพุร้อนบ่อคลึงกว่า 80 เปอร์เซ็นต์เป็นแบคทีเรียประเภท prokaryotic เมื่อใช้วิธีการทางเทคโนโลยีชีวภาพในการศึกษาจะพบเอนไซม์ Taq DNA polymerase จากแบคทีเรียที่อยู่ในน้ำ ซึ่งเป็นเอนไซม์ที่ทำให้แบคทีเรียสามารถทนความร้อนได้ดีและอยู่ในน้ำพุร้อนได้ ต่อมางานวิจัยของ Portillo *et al.,* (2009) ได้ทำการศึกษาจุนลินทรีย์ในสาหร่ายน้ำจืดที่อาศัยอยู่ในน้ำพุร้อนบ่อคลึง นำมาตรวจ DNA พบว่าชนิดของจุลินทรีย์ที่พบเหมือนกับจุนลินทรีย์ในน้ำพุร้อนแหล่งอื่นที่เป็นน้ำพุร้อนประเภทตะกอน (hot spring sediments)

งานวิจัยของ Giao *et al.,* (2007) ทำการศึกษาน้ำพุร้อนหินดาด จังหวัดกาญจนบุรี ซึ่งอยู่ใกล้กับตำแหน่งของรอยเลื่อนเจดีย์สามองค์ โดยงานวิจัยนี้ใช้วิธี dipole-dipole array เป็นวิธีการทางธรณีฟิสิกส์ใช้เพื่อศึกษาภายใต้พื้นผิวโลก พบว่าแหล่งน้ำพุร้อนหินดาดเป็นแหล่งน้ำพุร้อนที่ได้รับความร้อนจากหินอัคนี

สำหรับการศึกษาน้ำพุร้อนในช่วง 5 ปีที่ผ่านมา งานวิจัยของ Putthapiban *et al.,* (2012) ได้ศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างพลังงานความร้อนใต้พิภพกับกลุ่มรอยเลื่อนเจดีย์สามองค์ โดยใช้หลักฐานจากการทำ seismic ประกอบกับ ข้อมูลของการถ่ายเทความร้อน (heat flow) การแปลภาพถ่ายทางอากาศ ภาพถ่ายด่าวเทียม แผนที่ภูมิประเทศ เพื่อดูความสัมพันธ์ระหว่างตำแหน่งการกระจายตัวของน้ำพุร้อนกับรอยเลื่อน พบว่าน้ำพุร้อนจะกระจายตัวตามแนวรอยเลื่อนและเมื่อวิเคราะห์ผลจาก seismic สรุปได้ว่าแหล่งน้ำพุร้อนบริเวณรอยเลื่อนเจดีย์สามองค์เป็นแหล่งน้ำพุร้อนประเภทตะกอนซึ่งมีอายุอยู่ในยุค Tertiary ที่ได้รับอิทธิพลจากการเกิดแอ่งตะกอนของประเทศไทยจากรอยเลื่อนแนวระดับ

งานวิจัยของ Ngansom *et al.,* (2017) ทำการศึกษาแหล่งน้ำพุร้อนพังงา อำเภอกะปง จังหวัดพังงา โดยใช้วิธีการทาง geophysics ใช้ข้อมูล Resistivity และ magnetotellurics (MT) พบว่าที่ความลึกใต้พื้นผิวโลกประมาณ 500 เมตร เป็นแหล่งกักเก็บน้ำร้อน (hot aquifer water) ซึ่งเมื่อใช้ข้อมูล magnetic จากภาพถ่ายทางอากาศพบว่าแหล่งน้ำพุร้อนนี้ตั้งอยู่ระหว่างหินอัคนีแทรกซอนที่เป็นหินแกรนิต 2 ระดับ สรุปได้ว่าน้ำพุร้อนแหล่งนี้ได้รับอิทธิพลจากรอยเลื่อนและความความสัมพันธ์กับหินอัคนีแทรกซอนหรือเหตุกรณ์ธรณีแปรสัณฐานขนาดใหญ่ และทำการศึกษาข้อมูลธรณีเคมีบ่งบอกว่าน้ำพุร้อนแหล่งนี้เป็นน้ำที่มาจากน้ำฝนซึ่งไหลลงไปใต้ดินตามแนวรอยเลื่อนแล้วได้รับความร้อนจากหินอัคนีแทรกซอนจึงเกิดเป็นน้ำพุร้อน

งานวิจัยของ Spencer *et al.,* (2018) ได้ศึกษาแหล่งน้ำพุร้อนฝาง จังหวัดเชียงใหม่ โดยทำการศึกษาเกี่ยวกับธรณีวิทยาโครงสร้างโดยวิธีสำรวจแบบคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า (Magnetotelluric survey) อุทกวิทยา และ ความร้อนใต้พิภพ เมื่อนำข้อมูลจากแผนที่ธรณีวิทยา ข้อมูลหลุมเจาะ และจากงานวิจัยอื่น พบว่าน้ำพุร้อนฝางเป็นแหล่งที่มีอุณหภูมิผิวน้ำประมาณ 90-99 องศาเซลเซียส และมีอุณหภูมิที่แหล่งกักเก็บประมาณ 150 องศาเซลเซียส โดยความร้อนใต้พิภพของบริเวณฝางได้อิทธิพลจากหินแกรนิต อายุ Triassic มีขนาดประมาณ 0.7 กิโลเมตร อยู่บริเวณทางทิศเหนือรอยเลื่อนแม่จันซึ่งเป็นรอยเลื่อนแนวระดับมีพลัง

2.1.2 ตัวอย่างงานวิจัยที่เกี่ยวข้องในต่างประเทศ

งานวิจัยของ Barick and Ratha., (2014) ได้ทำการศึกษาน้ำบาดาลในรัฐโอริศา ประเทศอินเดีย ซึ่งใช้สำหรับบริโภคและเกษตรกรรมเป็นหลัก ทำการเก็บตัวอย่างน้ำ เก็บข้อมูลทางกายภาพ ได้แก่ pH, EC, TDS และข้อมูลเคมี ได้แก่ Na^{+}, K^{+}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^{-}, NO^{3-}, SO_4^{2-}, HCO_3^{-}, F^{-} พบว่า ค่า pH อยู่ในช่วง 7.23-8.35 ค่า EC 69.3-1345 μmho/cm และ ค่า TDS อยู่ในช่วง 238 - 777.3 mg/l ใช้ Piper diagram ในการศึกษาองค์ประกอบทางเคมีของน้ำ พบว่าตัวอย่างน้ำบาดาลจัดอยู่ใน 2 กลุ่ม คือ ประเภทของ Mg-HCO_3 และ Ca-HCO_3 และจาก Gibbs diagram พบว่าไอออนบวกและไอออนลบของน้ำบาดาลในรัฐโอริศาได้รับอิทธิพลมาจากหินท้องที่เป็นหลัก

งานวิจัยของ Amaral *et al.*, (2017) ได้ศึกษาเกี่ยวกับแหล่งน้ำบาดาลในหมู่เกาะมาเดรา (Madeira island) ประเทศโปรตุเกส ซึ่งเป็นหมู่เกาะที่ไม่มีหลักฐานการเกิดกระบวนการภูเขาไฟและกระบวนการความร้อนใต้พิภพของแหล่งความร้อนภายในโลก โดยทำการเก็บตัวอย่างน้ำจากแหล่งน้ำบาดาลบนเกาะแบ่งออกเป็น 3 กลุ่ม คือ น้ำเย็นคือน้ำที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 20 องศาเซลเซียส น้ำอุ่นมีอุณหภูมิอยู่ในช่วง 20-25 องศาเซลเซียส และน้ำร้อนมีอุณหภูมิอยู่ในช่วง 23-25 องศาเซลเซียส โดยทำการเก็บข้อมูลภาคสนาม ได้แก่ วัดอุณหภูมิผิวน้ำ ค่าความเป็นกรด-ด่าง ค่าการนำไฟฟ้า ปริมาณของออกซิเจนที่ละลายอยู่ในน้ำ (dissolved oxygen) ปริมาณของของแข็งที่แขวนลอยหรือละลายอยู่ในน้ำ (Total dissolved solids) และเก็บตัวอย่างน้ำไปวิเคราะห์ในห้องปฏิบัติการ ทำการวัดปริมาณของไอออนบวกและไอออนลบในน้ำ วัดปริมาณของซิลิกาในน้ำ วิเคราะห์ไอโซโทปเสถียรออกซิเจนและไฮโดรเจน ไอโซโทปเสถียรของคาร์บอน และไอโซโทปเสถียรของแก๊สเฉื่อยได้แก่ ฮีเลียม (^{3}He และ ^{4}He) นีออน(^{20}Ne และ ^{22}Ne) อาร์กอน(^{36}Ar และ ^{40}Ar) และ ทริเทียม (^{3}H) จากการวิเคราะห์ผลพบว่าแหล่งน้ำบาดาลมีค่าปริมาณของของแข็งที่แขวนลอยหรือละลายอยู่ในน้ำต่ำ มีแหล่งที่มาของน้ำมาจากน้ำฝนโดยเติมลงพื้นที่เติมน้ำในช่วงฤดูใบไม้ผลิ ตรวจวัดปริมาณแก๊สฮีเลียมพบว่ามีที่มาจากชั้นเนื้อโลกส่วนบน (Upper mantle) โดยขึ้นมาตามแนวรอยเลื่อน (fault) และผนังหินอัคนี (dyke) จึงสรุปได้ว่าแหล่งน้ำบนหมู่เกาะมาเดราได้รับพลังงานความร้อนมาจากชั้นเนื้อโลกส่วนบน

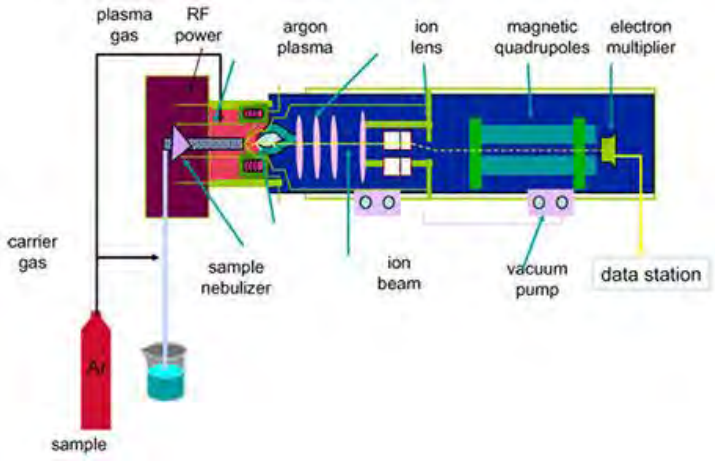
และงานวิจัยของ Tian *et al.*, (2018) ได้ทำการศึกษาธรณีเคมีของแหล่งน้ำพุร้อน Rekeng ซึ่งอยู่บริเวณทิศตะวันออกของ Himalayan Syntax โดยทำการศึกษาไอโซโทปเสถียร $\delta^{18}O$ และ δD และธาตุองค์ประกอบของน้ำ ทำการจัดประภทของน้ำด้วย Piper diagram หาที่มาของน้ำโดยเทียบกับ Metioric water line บอกชนิดของหินกักเก็บจากธาตุองค์ประกอบในน้ำ และหาอุณหภูมิของแหล่งกัก

เก็บด้วย Na-K-Ma digram ซึ่งปริมาณของธาตุถูกควบคุมของแร่องค์ประกอบของหินที่แหล่งกำเนิด สรุปได้ว่าแหล่งน้ำพุร้อนบริเวณนี้มีที่มาของน้ำมาจากน้ำฝนที่ถูกเติมบริเวณภูเขาสูงรอบๆ มีอุณหภูมิที่แหล่งกักเก็บประมาณ 200 – 225 องศาเซลเซียส ธาตุองค์ประกอบหลักมาจากหินท้องที่ และมีที่มีของความร้อนมาจากแมกมาที่เกิดจากกระบวนการธรณีแปรสัณฐาน

2.2 การวิเคราะห์ธาตุ

2.2.1 Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS)

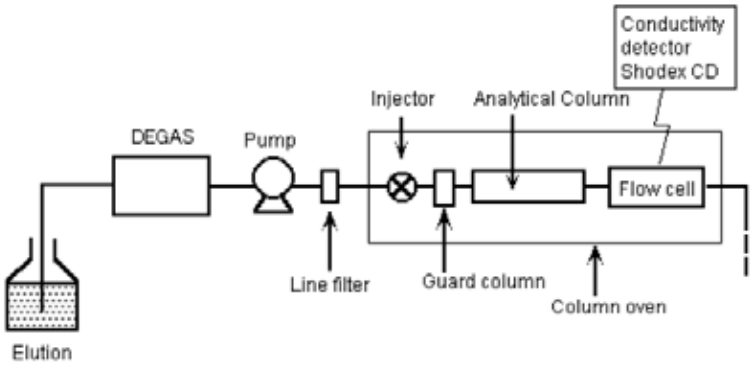
ICP-MS เป็นเครื่องที่สามารถใช้วิเคราะห์หาชนิดและปริมาณของธาตุ ที่มีความเข้มข้นต่ำๆในระดับล้านล้านส่วน (parts per trillion, ppt) สามารถวิเคราะห์ได้หลายธาตุพร้อมกันในครั้งเดียว โดยตัวอย่างที่ใช้กับเครื่องจะต้องทำให้อยู่ในรูปแบบของเหลว เครื่องจะอาศัยหลักการตรวจวัดมวล (mass) ของไอออนของธาตุ โดยหลักการทำงานขั้นแรกเครื่องจะดูดสารตัวอย่างเข้าเนบิวไลเซอร์ (nebulizer) อาศัยหลักการฉีดตัวอย่างให้เป็นละอองฝอยแล้วเผาด้วยแก๊สอาร์กอนทำให้อยู่ในรูปของพลาสมา (plasma) ที่มีอุณหภูมิสูง จากนั้นไอออนจะถูกส่งต่อเข้าส่วนของ Mass Spectrometer แบบ magnetic quadrupole จะทำการวิเคราะห์มวลต่อประจุในระบบสุญญากาศ ระบบจะตรวจวัดสัญญาณแล้ววิเคราะห์ผลด้วยโปรแกรมคอมพิวเตอร์ (รูปที่2.3) (กรมทรัพยากรธรณี, 2560) โดยในการศึกษานี้จะใช้เครื่อง ICP-MS ในการวิเคราะห์หาความเข้มข้นของไอออนบวกในตัวอย่างน้ำ เช่น โซเดียมไอออน (Na^{+}) โพแทสเซียมไอออน (K^{+}) แคลเซียมไอออน (Ca^{2+}) แมกนีเซียมไอออน (Mg^{2+})



รูปที่ 2.2 หลักการทำงานของเครื่อง ICP-MS (ที่มา: http://www.merckmillipore.com)

2.2.2 Ion Chromatography (IC)

เครื่อง IC จะทำงานโดยอาศัยหลักการแลกเปลี่ยนประจุภายในคอลัมน์ (Column) ซึ่งจะมีสารเป็นตัวพาสารตัวอย่าง (Eluent) เข้าสู่คอลัมน์ โดยไอออนในสารตัวอย่างจะแข่งกันแลกเปลี่ยนประจุกับสารในคอลัมน์โดยมีตัวขยายสัญญาณ (Suppressor) แล้วสารจะเข้าสู่เครื่องตรวจวัดสัญญาณ (Detector) จากนั้นเครื่องจะประมวลผลออกมาว่าในสารตัวอย่างมีไอออนชนิดไหน ซึ่งไอออนแต่ละตัวจะมีขนาดประจุและน้ำหนักต่างกัน เวลาที่ใช้ในการแลกเปลี่ยนไอออนในคอลัมน์ก็จะต่างกัน ทั้งนี้นำเวลาที่ได้มาเทียบกับเวลาของสารมาตราฐานจะสามารถวิเคราะห์ได้ว่าไอออนนั้นเป็นไอออนของธาตุชนิดใด (มหาวิทยาลัยแม่ฟ้าหลวง, 2559) (รูปที่ 2.4) ในการศึกษานี้ ใช้เครื่องมือ IC นี้ในการหาไอออนลบ เช่น คลอไรด์ไอออน (Cl^-) ไนเตรทไอออน (NO_3^-) ซัลเฟตไอออน (SO_4^{2-})

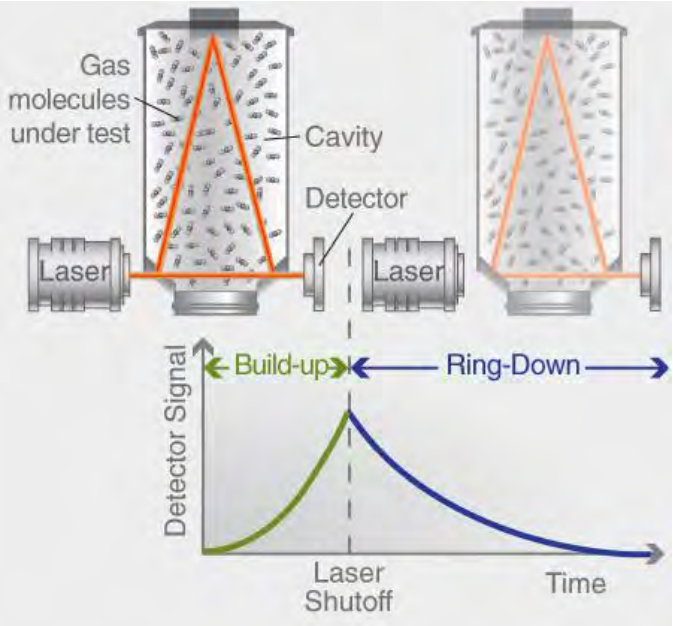


รูปที่ 2.3 หลักการทำงานเครื่อง IC (ที่มา: https://shodexhplc.com)

2.2.3 Cavity Ring Down Spectroscopy (CRDS)

CRDS ใช้ในการหาสัดส่วนไอโทปเสถียรของออกซิเจน ($\delta^{18}O$) และไฮโดรเจน (δD) โดยอาศัยหลักการสั่นพ้อง (Resonance) ของพันธะระหว่าง O กับ H เครื่องจะยิงเลเซอร์ความถี่เดียวเข้าไปใน Cavity ที่มีสารตัวอย่างในสถานะแก๊สจากการเผาน้ำตัวอย่าง (Combustion) อยู่ภายใน โดย Cavity จะมีกระจกสำหรับสะท้อนอยู่ 2 หรือ 3 อัน ใช้การวิเคราะห์โดยการเทียบช่วงเวลาจนถึงตอนที่เลเซอร์อิ่มตัวจะเรียกว่า build-up จากนั้นเครื่องตรวจวัดสัญญาณ (Detector) จะวัดสัญญาณการคายพลังงานที่รั่วออกมาจาก Cavity จากการสะท้อนไปมาของกระจกที่มีความสามารถในการสะท้อนประมาณ 99.999 เปอร์เซ็น เครื่องจะบันทึกช่วงเวลาที่สัญญาณรั่วออกมาจนสัญญาณลดลงเข้าสู่สภาวะปกติ เรียกว่า Ring-

down ดังรูปที่ 2.5 จากนั้นเครื่องจะประมวลผลเทียบเวลากับฐานข้อมูลที่มีอยู่จึงสามารถแยกไอโซโทปและบอกปริมาณได้ (Picarro Inc., 2018)

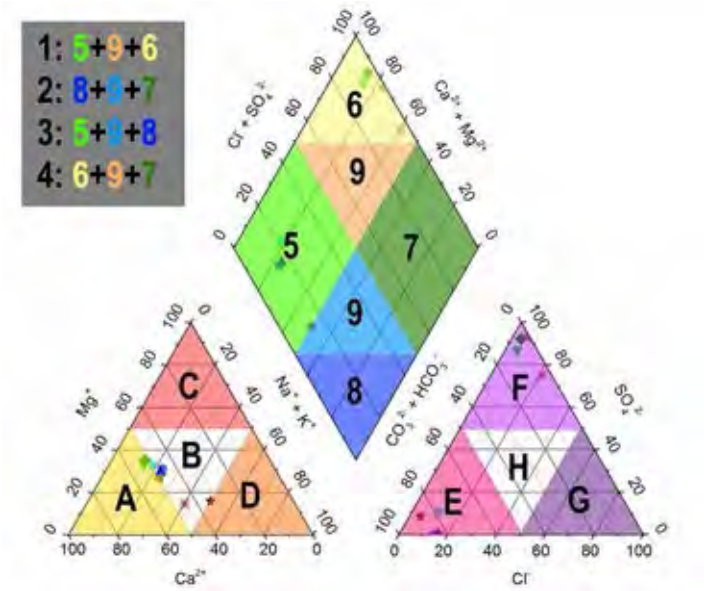


รูปที่ 2.4 หลักการทำงานของเครื่อง CRDS (ที่มา: https://www.picarro.com)

2.3 การวิเคราะห์ประเภทของน้ำ

2.3.1 Piper diagram

ใช้ในการศึกษาองค์ประกอบทางเคมีของน้ำ ประกอบด้วย 3 ส่วนคือ ternary diagram ทางซ้ายและขวา และ diamond diagram ตรงกลาง โดย ternary diagram ด้านซ้ายล่างใช้สำหรับไอออนบวก ได้แก่ โซเดียมไอออน (Na^+) โพแทสเซียมไอออน (K^+) แคลเซียมไอออน (Ca^{2+}) แมกนีเซียมไอออน (Mg^{2+}) ด้านขวาล่างสำหรับไอออนลบ ได้แก่ คลอไรด์ไอออน (Cl^-) ไนเตรทไอออน (NO_3^-) ซัลเฟตไอออน (SO_4^{2-}) และ ไบคาร์บอนเนต (HCO_3^-) จากนั้นเชื่อมจุดทั้งสองเข้าด้วยกันใน diamond diagram จะเป็นจุดที่แสดงองค์ประกอบทางเคมีทั้งหมดของน้ำ (Piper, 1944)

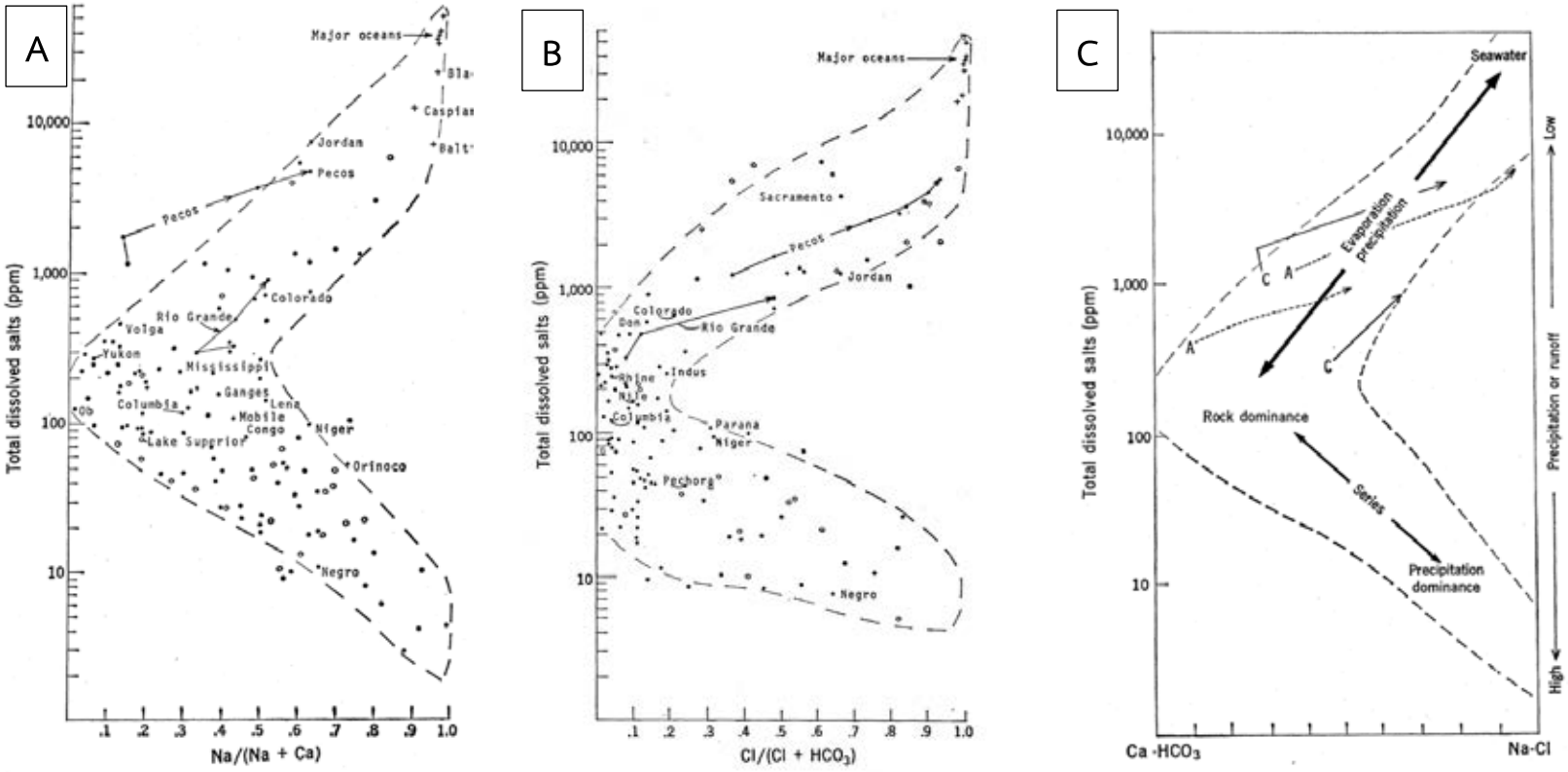


รูปที่ 2.5 รูปแสดง Piper diagram แบ่งประเภทของน้ำจากองค์ประกอบเคมีได้ดังนี้ A: Calcium type, B: No dominant type, C: Magnesium type, D: Sodium and potassium type, E: Bicarbonate type, F: Sulphate type, G: Chloride type, 1: Alkaline earths exceed alkalies, 2: Alkalies exceed alkaline earths, 3: Weak acids exceed strong acids, 4: Strong acids exceed weak acids, 5: Magnesium bicarbonate type, 6: Calcium chloride type, 7: Sodium chloride type, 8: Sodium bicarbonate type, 9: Mixed type

(ที่มา: https://en.wikipedia.org/wiki/Piper_diagram)

2.3.2 Gibbs diagram

Gibbs diagram ใช้ในการบอกกลไกที่ควบคุมองค์ประกอบทางเคมีของน้ำ โดยศึกษาที่มาของ end-members ไอออนบวกและลบในน้ำว่ามีที่มาจากน้ำฝน หิน หรือมาจากการตกผลึกจากการระเหยของน้ำเป็นหลัก โดยจากการศึกษาพบว่า end-members หลักของน้ำผิวดิน คือ แคลเซียมไอออน (Ca^{2+}) และของน้ำเค็มคือ โซเดียมไอออน (Na^{+}) ซึ่งสัดส่วนโดยน้ำหนักของ Na/(Na + Ca) (รูปที่2.7A) และไอออนลบ Cl/(Cl + HCO_3) (รูปที่2.7 B) แบ่งโซนของกลไกที่ควบคุมองค์ประกอบทางเคมีของน้ำได้ดังรูปที่ 2.7C (Gibbs, 2015)

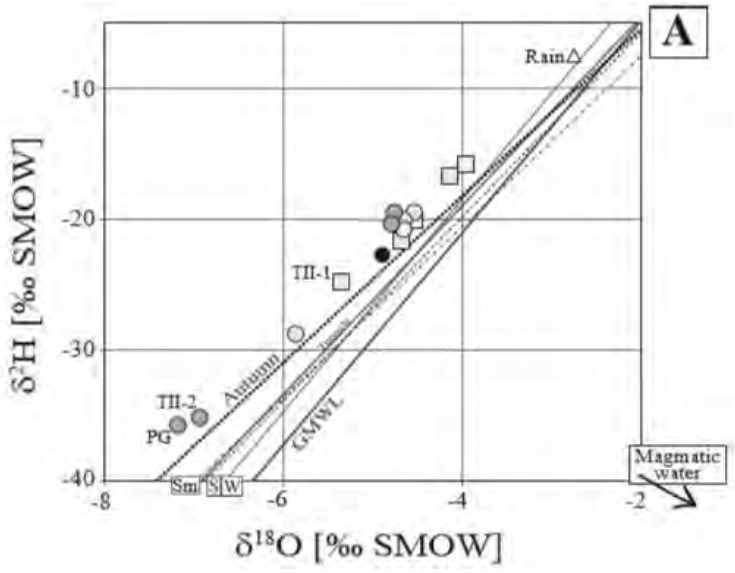


รูปที่ 2.6 แสดง Gibbs diagram ใช้บอกกลไกที่ควบคุมองค์ประกอบทางเคมีของน้ำ จึงสามารถบอกได้ว่าไอออนในน้ำมีที่มาจากน้ำฝน หิน หรือมาจากการตกผลึกจากการระเหยของน้ำเป็นหลัก (Gibbs, 2015)

2.3.3 Meteoric Water Line

Meteoric Water Line คือ เส้นที่แสดงความสัมพันธ์ระหว่างไอโซโทปเสถียรของไฮโดรเจนกับออกซิเจนในน้ำฝน โดยจะแตกต่างกันไปในแต่ละพื้นที่ขึ้นอยู่กับสภาพภูมิอากาศ และสภาพแวดล้อมของพื้นที่นั้น รวมถึงแต่ละฤดูของแต่ละพื้นที่ก็จะมีสัดส่วนของไอโซโทปเสถียรในน้ำแตกต่างกันไปเป็นผลจากสภาพอากาศของในฤดูนั้น ยกตัวอย่างเช่นฤดูร้อนกับฤดูหนาว ในฤดูร้อนบริเวณพื้นที่นั้น จะได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์มากกว่าฤดูหนาวทำให้น้ำในมหาสมุทรหรือแหล่งน้ำอื่นๆมีอัตราการระเหยมากกว่าฤดูหนาว ส่งผลให้มีปริมาณสัดส่วน ^{18}O ในอากาศของฤดูร้อนมากกว่าฤดูหนาว ดังนั้นส่วนของไอโซโทปเสถียรที่จะเกิดเป็นน้ำฝนตกลงมาในแต่ละฤดูจึงแตกต่างกันไป

การศึกษาไอโซโทปเสถียร δD and $\delta^{18}O$ ในน้ำ เมื่อนำค่าตัวอย่างน้ำจากแหล่งน้ำมาพล็อตกราฟเทียบกับเส้น Meteoric Water Line ที่จากการเก็บข้อมูลน้ำฝนของแต่ละพื้นที่ในแต่ละฤดูจะสามารถบอกได้ว่าน้ำจากแหล่งน้ำนั้นมีการเติมน้ำลงพื้นที่เติมน้ำในช่วงฤดูไหน (Prada *et al.*, 2016)



รูปที่ 2.7 แสดง Meteoric Water Line ในฤดูที่แตกต่างกัน(Prada *et al.*, 2016)

2.4 การคำนวณอุณหภูมิของแหล่งกักเก็บ (reservoir temperature)

Chemical geothermometers ใช้ในการบอกอุณหภูมิที่แหล่งกักเก็บความร้อนได้ มีการพัฒนาสมการเพื่อให้ได้อุณหภูมิที่ใกล้เคียงความจริงมากที่สุด โดยส่วนมากมักใช้การคำนวนอุณหภูมิจากปริมาณ

ของซิลิกาที่อยู่ในน้ำ แต่ก็ยังมีการนำปริมาณของธาตุตัวอื่นในน้ำมาใช้ในการคำนวนด้วยเช่นกัน ได้แก่ สัดส่วนของ Na/K ปริมาณของ K-Mg หรือปริมาณของ Na-K-Ca (Yock F., 2009)

การคำนวนอุณหภูมิของแหล่งกักเก็บด้วยวิธีคำนวนจากปริมาณของซิลกาที่อยู่ในน้ำ เป็นวิธีที่มีการวิจัยในหลายงานวิจัยและมีการปรับปรุงสมการเพื่อให้ได้อุณหภูมิที่ใกล้เคียงกับความจริง ซึ่งสมการที่ข้าพเจ้าเลือกมานั้นเป็นสมการที่มีการปรับปรุงล่าสุดในงานวิจัยของ Arnórsson, (2000) โดยอุณหภูมิของแหล่งกักเก็บสามารถคำนวนได้จากความเข้มข้นของซิลิกาที่เป็นควอตซ์ในน้ำ เหมาะสำหรับใช้คำนวนในช่วงอุณหภูมิ 25-250 องศาเซลเซียส เพราะจากงานวิจัยพบว่าควอตซ์เป็นแร่ที่มีความเสถียรในน้ำที่อุณหภูมิไม่เกิน 250 องศาเซลเซียส ดังสมการ

$$T(^{\circ}C) = -55.3 + 0.3659S - 5.3954 \cdot 10^{-4}S^2 + 5.5132 \cdot 10^{-7}S^3 + 74.360 \log S$$

Being S, the silica concentration in mg/Kg.

การคำนวนอุณหภูมิของแหล่งกักเก็บด้วยวิธีคำนวนจากสัดส่วนของ Na/K ที่อยู่ในน้ำ เป็นวิธีที่ตั้งสมมุติฐานว่าในน้ำมีปริมาณของ sodiumbearing feldspar (Albite) สมดุลกับ potassium-bearing feldspar (Adularia)

$$\underset{Albite}{NaAlSi_3O_8} + K^+ <=> \underset{Adularia}{KAlSi_3O_8} + Na^+$$

โดยเป็นวิธีคำนวนที่เหมาะกับของเหลวที่มีอุณหภูมิมากกว่า 180 องศาเซลเซียส และมีปริมาณของแคลเซียมต่ำ ($c_{Ca}^{1/2}/c_{Na} < 1$) เหมาะที่จะใช้ในการคำนวนแหล่งน้ำที่มีการไหลของน้ำออกสู่แม่น้ำและไม่เหมาะที่จะใช้คำนวน

แหล่งน้ำพุเพราะมีอัตราการไหลต่ำ

สมการของ Fournier, (1979) เหมาะกับแหล่งน้ำที่มีอุณหภูมิที่แหล่งกักเก็บอยู่ในช่วง 100 – 250 องศาเซลเซียส

$$t^{o}C = \frac{1217}{1.438 + \log(Na/K)} - 273.15$$

สมการของ Giggenbach *et al.*, (1988) เหมาะกับแหล่งกักเก็บที่มีอุณหภูมิมากกว่า 180 องศาเซลเซียส

$$t^oC = \frac{1390}{1.75 + \log(Na/K)} - 273.15$$

การคำนวนอุณหภูมิของแหล่งกักเก็บด้วยวิธีคำนวนจากปริมาณของ K-Mg ที่อยู่ในน้ำ โดยวิธีนี้จะสมมุติว่าในน้ำมีปริมาณของ K-feldspar (adularia) สมดุลกับปริมาณของ K-mica (illite หรือ muscovite), chlorite (clinochlore) และ chalcedony ซึ่งทั้งหมดเป็นแร่ที่สามารถพบได้ทั่วไปในแหล่งน้ำร้อน

$$0.8\,KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 0.2\,MgAl_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 5.4\,SiO_2 + 2\,K^+ \;<=>\; 2.8\,KAlSi_3O_8 + 1.6\,H_2O + Mg^{+2}$$

illite — clinochlore — chalcedony — adularia

สมการของ Giggenbach, (1988) เหมาะกับแหล่งที่เป็นน้ำประเภท chloride เท่านั้น โดยต้องมีความเข้มข้นของ Mg น้อยกว่า 1.0 ppm และมีอุณหภูมิอยู่ในช่วง 100 – 300 องศาเซลเซียส

$$t^oC = \frac{4410}{14.0 + \log(K^2/Mg)} - 273.15$$

การคำนวนอุณหภูมิของแหล่งกักเก็บด้วยวิธีคำนวนจากปริมาณของ Na-K-Ca เหมาะกับแหล่งน้ำที่มีปริมาณของแคลเซียมสูง และสมมุติว่ามีปริมาณของ Na-feldspars K-feldspar สมดุลกับปริมาณของ calcic minerals เช่น calcium feldspar, epidote, calcite กับปริมาณของ caly minerals ตามสมการของ Fournier and Truesdell, (1973)

$$t^oC = \frac{1647}{\log(Na/K) + \beta\log(\sqrt{Ca}/Na) + 2.24} - 273.15$$

$$\beta = 4/3 \text{ for } Ca^{1/2}/Na > 1 \text{ and } t < 100^oC;$$

$$\beta = 1/3 \text{ for } Ca^{1/2}/Na < 1 \text{ or if } t_{4/3} > 100^oC$$

บทที่ 3 ระเบียบวิธีวิจัย

3.1 ข้อมูลภาคสนาม

สำรวจจุดเก็บตัวอย่างน้ำพุร้อน บันทึกอุณหภูมิ วัดค่าความเป็นกรด-ด่าง และค่าความนำไฟฟ้า

รูปที่ 3.1 วัดอุณหภูมิและค่าการนำไฟฟ้าด้วย conductivity meter

รูปที่ 3.2 วัดค่าความเป็นกรด-ด่าง ด้วย pH meter

จุดเก็บตัวอย่างน้ำพุร้อน

จุดสำหรับเก็บตัวอย่างน้ำบริเวณน้ำพุร้อนบ้านสมอทอง มีทั้งหมด 4 จุด โดยเป็นน้ำพุร้อน 3 จุด (รูปที่3.7 จุดที่1, 2 และ3 จุดเหลือง) และอีก 1 จุด เป็นน้ำที่อุณหภูมิปกติที่เก็บเพื่อเป็นตัวแทนของน้ำบริเวณอ่างเก็บน้ำ (รูปที่3.7 จุดที่ 4 จุดสีฟ้า)

รูปที่ 3.3 ภาพแสดงจุดเก็บตัวอย่างน้ำทั้งหมด 4 จุด (ที่มา: google map)

จุดที่ 1 ลักษณะเป็นบ่อน้ำพุร้อนบ่อผุดที่ลักษณะของบ่อเป็นบ่อที่ฉาบผังปูนลึกลงไปมากกว่า 30 เมตร สามารถเก็บตัวอย่างได้โดยการหย่อนแท่งอุปกรณ์สำหรับเก็บน้ำบ่อบาดาล โดยเก็บตัวอย่างที่ระดับน้ำต่ำกว่าพื้นผิว 2 เมตร

รูปที่ 3.4 ภาพแสดงการเก็บตัวอย่างน้ำจุดที่ 1 ก.อุปกรณ์สำหรับเก็บตัวอย่างน้ำบาดาลจากที่ลึก

ข.เก็บตัวอย่างน้ำจากบ่อน้ำร้อนบาดาล ที่เจาะลงไปลึกประมาณ 30 เมตร

ค.บ่อน้ำพุร้อนที่ต่อเชื่อมกับบ่อปูนในรูป ข. เป็นบริเวณที่ใช้วัดอุณหภูมิ วัดค่าความเป็นกรด-ด่าง และค่าความนำไฟฟ้า

จุดที่ 2 ลักษณะเป็นบ่อสูบที่เจาะบ่อจากแหล่งกำเนิดน้ำโดยตรง เก็บตัวอย่างได้โดยการเปิดปั๊มทิ้งไว้ประมาณครึ่งชั่วโมง เพื่อที่ตัวอย่างน้ำที่เก็บจะเป็นน้ำใหม่ที่ออกจากแหล่งกำเนิดโดยตรง

รูปที่ 3.5 ภาพแสดงการเก็บตัวอย่างน้ำจุดที่ 2

จุดที่ 3 ลักษณะเป็นบ่อผุดที่มีการต่อท่อจากผิวดินลงไป สามารถทำการเก็บตัวอย่างได้เหมือนกับจุดที่ 1

รูปที่ 3.6 ภาพแสดงการเก็บตัวอย่างน้ำจุดที่ 3

3.2 การเก็บตัวอย่างน้ำ

3.2.1 เก็บตัวอย่างน้ำเพื่อวัดค่าไอโซโทปเสถียร $\delta^{18}O$ และ δD โดยทำการกรองน้ำด้วย Filter ขนาด 0.2 ไมครอน และเก็บน้ำในขวดโพลีเอทิลีนขนาด 20 ml. ที่มีฝาปิดเฉพาะเพื่อป้องกันการเกิดกระบวนการแยกของไอโซโทป (Isotope fractionation)

รูปที่ 3.7 ภาพแสดงการเก็บตัวอย่างน้ำ
เพื่อวัดค่าไอโซโทปเสถียร $\delta^{18}O$ และ δD

3.2.2 เก็บตัวอย่างน้ำสำหรับการวิเคราะห์ปริมาณไอออนบวกและไอออนลบ ในขวด โพลีเอทิลีน ปริมาตร 150 มล. (Double Capped) สำหรับไอออนลบต้องทำการกรองด้วย Filter ขนาด 0.2 ไมครอน ส่วนไอออนบวกต้องเติมกรดไนตริก (HNO_3^-) เข้มข้น 2-3 หยด เพื่อป้องกันการตกตะกอน

รูปที่ 3.8 เก็บตัวอย่างน้ำ
สำหรับไอออนบวก

รูปที่ 3.9 เก็บตัวอย่างน้ำสำหรับ
ไอออนลบกรองด้วย Filter
ขนาด 0.2 ไมครอน

3.2.3 เก็บตัวอย่างน้ำสำหรับวัดปริมาณซิลิกา โดยเก็บน้ำพุร้อน 1 ml โดยไม่ต้องกรองและใส่น้ำดื่มอุณหภูมิห้อง 9 ml. เพื่อเจือจางป้องกันการตกตะกอนของซิลิกา

รูปที่ 3.10 ภาพแสดงการเก็บตัวอย่างน้ำสำหรับวัดปริมาณซิลิกา

3.3 วิเคราะห์ตัวอย่างในห้องปฏิบัติการ

ในการศึกษานี้ทำการวิเคราะห์ตัวอย่างน้ำที่สถาบันเทคโนโลยีนิวเคลียร์แห่งชาติ และส่งตัวอย่างไปวิเคราะห์ที่ห้องปฏิบัติการภาควิชาธรณีศาสตร์ มหาวิทยาลัยแห่งชาติไต้หวัน ประเทศไต้หวัน

การวิเคราะห์ตัวอย่างที่สถาบันเทคโนโลยีนิวเคลียร์แห่งชาติ

3.3.1 วิเคราะห์องค์ประกอบไอออนบวกของน้ำได้แก่ K^+, Na^+, Li^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}และ NH_4 ใช้เครื่อง Ion Chromatography (IC) ในระดับ ppm

วิธีการทดลอง

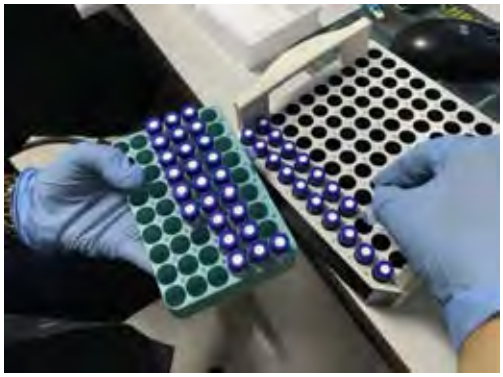
1. เตรียมสารละลาย mix standard ที่ความเข้มข้น 0 (Deionized water), 1, 2.5, 5, 10, 20, 50 และ 100 ppm จาก สารละลาย single standard ของ SIGMA – ALDRICH เข้มข้น 1000 ppm

รูปที่ 3.11 สารละลาย single standard SIGMA – ALDRICH ของK^+, Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Li^+ และ NH_4

1. ปิเปต ตัวอย่างน้ำ และสารละลาย mix standard ที่เตรียมไว้มาอย่างละ 1.5 มิลลิลิตรใส่ในขวดแก้ว และปิดฝา (รูปที่3.12)

รูปที่ 3.12 ขวดแก้วขนาด 1.5 มิลลิลิตร

2. นำขวดแก้วที่บรรจุของเหลว ในข้อ 2 ไว้ ใส่เข้าเครื่อง IC โดยทำการใส่เรียงตามลำดับ เริ่มจาก Blank (Deionized water) ตามด้วยสารละลาย mix standard เรียงจากความเข้มข้นต่ำไปสูง และตัวอย่างน้ำ



รูปที่ 3.13 เรียงตัวอย่างเข้าเครื่อง IC

รูปที่ 3.14 เครื่อง Ion Chromatography

3. เปิดเครื่องและคอมพิวเตอร์ ทำการรันโปรแกรมโดยเจ้าหน้าที่ห้องปฏิบัติการ
4. เริ่มทำการวัดจนเสร็จ แสดงข้อมูลในรูปของไฟล์ excel

3.3.2. วิเคราะห์ไอออนของน้ำที่มีปริมาณน้อยๆระดับ ppb ได้แก่ Fe, Al, Mn, Zn, Cu, Cd, Pb และ As ด้วยเครื่อง Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS)

วิธีการทดลอง

1. เตรียมสารละลาย mix standard ที่ความเข้มข้น 0 (Deionized water), 0.5, 1, 2, 5, 10, 20, 50 และ 100 ppb จาก สารละลาย mix standard metal ยี่ห้อ Agilent Technologist standard

รูปที่ 3.15 สารละลาย mix standard metal ยี่ห้อ Agilent Technologist standard

2. ปิเปต ตัวอย่างน้ำ และสารละลาย mix standard ที่เตรียมไว้มาอย่างละ 1.5 มิลลิลิตรใส่ในขวดแก้ว และปิดฝา (รูปที่3.12)
3. นำขวดแก้วที่บรรจุของเหลว ในข้อ 2 ไว้ ใส่เข้าเครื่อง IC โดยทำการใส่เรียงตามลำดับ เริ่มจาก Blank (Deionized water) ตามด้วยสารละลาย mix standard เรียงจากความเข้มข้นต่ำไปสูง และตัวอย่างน้ำ
4. เปิดเครื่อง ทำการรันโปรแกรมโดยเจ้าหน้าที่ห้องปฏิบัติการ
5. เริ่มทำการวัด จนเสร็จ แสดงข้อมูลในรูปของไฟล์ excel

รูปที่ 3.16 เครื่อง ICP

รูปที่ 3.17 เครื่อง MS

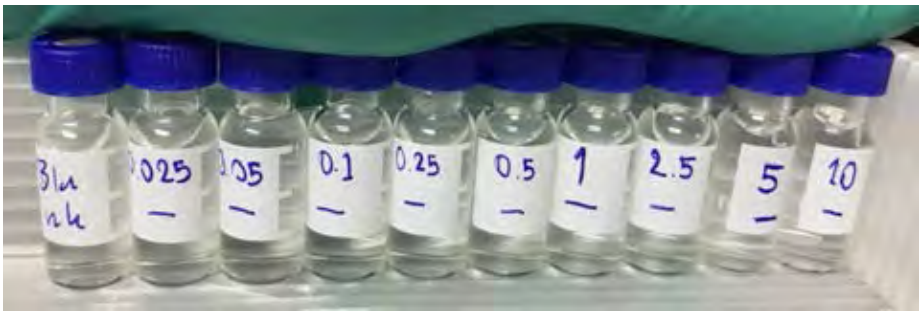
3.3.3. วิเคราะห์องค์ประกอบไอออนลบของน้ำได้แก่ F^-, Cl^-, Br^-, I^-, NO_3^-, SO_4^{2-} และ PO_4^{3-} โดยใช้เครื่อง Ion Chromatography (IC)

วิธีการทดลอง

1. เตรียมสารละลาย mix standard ที่ความเข้มข้น 0(Deionized water), 0.025, 0.05, 0.1, 0.25, 0.5, 1, 2.5, 5 และ 10 ppm จาก สารละลาย single standard ของ SIGMA – ALDRICH เข้มข้น 1000 ppm

รูปที่ 3.18 สารละลาย single standard SIGMA – ALDRICH ของ NO_3^-, Br^-, PO_4^{3-} , SO_4^{2-}, F^-, Cl^- และ I^- เข้มข้น 1000 ppm

2. ปิเปต ตัวอย่างน้ำ และสารละลาย mix standard ที่เตรียมไว้มาอย่างละ 1.5 มิลลิลิตรใส่ในขวดแก้ว และปิดฝา



รูปที่ 3.19 สารละลาย mix standard ที่ความเข้มข้นแตกต่างกัน

3. นำขวดแก้วที่บรรจุของเหลว ในข้อ 2 ไว้ ใส่เข้าเครื่อง IC โดยทำการใส่เรียงตามลำดับ เริ่มจาก Blank (Deionized water) ตามด้วยสารละลาย mix standard เรียงจากความเข้มข้นต่ำไปสูง และตัวอย่างน้ำ
4. เปิดเครื่องและคอมพิวเตอร์ ทำการรันโปรแกรมโดยเจ้าหน้าที่ห้องปฏิบัติการ
5. เริ่มทำการวัด จนเสร็จ แสดงข้อมูลในรูปของไฟล์ excel

3.3.4. วิเคราะห์ปริมาณของ HCO_3^- และ CO_3^{2-}ด้วยชุดเครื่องมือไทเทรต

รูปที่ 3.20 ชุดเครื่องมือไทเทรต

วิธีการทดลอง

1. ปิเปตตัวอย่างน้ำใส่ขวดของชุดเครื่องมือไทเทรต 5 มิลลิลิตร
2. หยด R-2 indicator 2-3 หยด จะทำให้ตัวอย่างน้ำเปลี่ยนเป็นสีฟ้า

รูปที่ 3.21 ตัวอย่างน้ำที่เปลี่ยนเป็นสีฟ้าเมื่อหยด R-2 indicator

3. ใช้ syringe ดูดสารละลาย R-3 acid จนเต็ม
4. ค่อยๆหยด R-3 acid ลงในตัวอย่างน้ำที่ละหยดจนน้ำเปลี่ยนเป็นสีแดง

.

รูปที่ 3.22 ตัวอย่างน้ำที่เปลี่ยนเป็นแดงเมื่อหยด R-3 acid

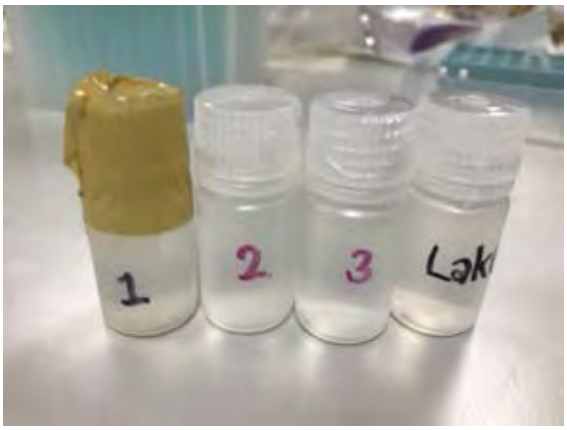
5. บันทึกปริมาณ R-3 acid ที่ใช้ไป

6. ทำซ้ำข้อ 1-5 ทั้งหมด 3 รอบ ต่อ 1 ตัวอย่าง
7. คำนวนปริมาณของ HCO_3^- และ CO_3^{2-} ตามสมการของชุดเครื่องมือ

   1 mmpl/l H^+ = 0.5 mmol/l $CaCO_3$ =50.04 mg/l $CaCO_3$ = 61.02 mg/l HCO_3^-

3.3.5. วิเคราะห์ไอโซโทปเสถียร $\delta^{18}O$ และ δD ด้วยเครื่อง Cavity Ring Down Spectroscopy (CRDS)

1. เตรียมสารละลาย standard ด้วย VSMOW $\delta^{18}O$ -11.82, -5.6 และ 1.64 ‰
2. ปิเปต ตัวอย่างน้ำ และสารละลาย standard ที่เตรียมไว้มาอย่างละ 1.5 มิลลิลิตรใส่ในขวดแก้ว และปิดฝา



รูปที่ 3.23 ตัวอย่างน้ำพุร้อนบ้านสมอทองและน้ำจากอ่างเก็บน้ำที่เก็บในขวด High Density Polyethylene

รูปที่ 3.24 standard VSMOW $\delta^{18}O$ -11.82, -5.6 และ 1.64 ‰

3. นำขวดแก้วที่บรรจุของเหลว ในข้อ 2 ไว้ ใส่เข้าเครื่อง CRDS โดยทำการใส่เรียงตามลำดับ เริ่มจาก Blank(Deionized water) ตามด้วยสารละลาย standard เรียงจากความเข้มข้นต่ำไปสูง และตัวอย่างน้ำ
4. เปิดเครื่องและคอมพิวเตอร์ ทำการรันโปรแกรมโดยเจ้าหน้าที่ห้องปฏิบัติการ
5. เริ่มทำการวัด จนเสร็จ แสดงข้อมูลในรูปของไฟล์ excel

รูปที่ 3.25 เครื่อง Cavity Ring Down Spectroscopy (CRDS)

บทที่ 4 ผลการศึกษาและอภิปรายผล

4.1 ข้อมูลภาคสนาม

จากการวัดข้อมูลภาคสนาม ได้แก่ อุณหภูมิพื้นผิวน้ำ (Surface temperasure) ค่าความเป็นกรด-ด่างของน้ำ (pH) และค่าความนำไฟฟ้า (EC) พบว่าตัวอย่าง WK1 WK2 และ WK3 (ตำแหน่งในรูปที่ 3.7) เป็นตัวอย่างน้ำจากน้ำพุร้อน มีอุณหภูมิเฉลี่ย 54 องศาเซลเซียส ค่า pH เฉลี่ยประมาณ 8.1 และค่าความนำไฟฟ้าประมาณ 500 μS/cm ใกล้เคียงกัน ส่วน ตัวอย่าง WK4 คือตัวอย่างน้ำจากอ่างเก็บน้ำที่มีอุณหภูมิเท่ากับอุณหภูมิของสภาพแวดล้อม pH = 7.8 EC =629 μS/cm

ตารางที่ 4.1 ตารางแสดงข้อมูลภาคสนาม ได้แก่ อุณหภูมิพื้นผิวน้ำ (Surface temperature) ค่าความเป็นกรด-ด่างของน้ำ (pH) และค่าความนำไฟฟ้า (EC)

	Field Parameter		
Sample	**Temp.**	**pH**	**EC**
	°C	**-**	**μS/cm**
WK1	52	7.9	520
WK2	54	8.2	505
WK3	55.3	8.2	508
WK4	26	7.8	629

4.2 ผลการทดลองในห้องปฏิบัติการ

4.2.1 ข้อมูลธาตุองค์ประกอบของน้ำ

จากตารางที่ 4.2 และ 4.3 แสดงปริมาณองค์ประกอบของไอออนบวกและไอออนลบในตัวอย่างน้ำ จะเห็นว่าทั้งตัวอย่างน้ำพุร้อน WK1 WK2 WK3 และตัวอย่างน้ำจากอ่างเก็บน้ำ WK4 จะมีปริมาณของไอออนต่างๆใกล้เคียงกัน โดยไอออนหลักของน้ำที่เป็นไอออนบวกจะมีปริมาณเฉลี่ยของ Na^{+}(109.02 ppm) › K^{+} (4.72 ppm) › Ca^{2+} (3.51 ppm) › Mg^{2+} (0.06 ppm) และไอออนลบมีปริมาณเฉลี่ยของ HCO_3^{-} (233.22 ppm) › SO_4^{2-} (17.36 ppm) › Cl^{-} (6.75 ppm) ส่วนปริมาณโดยเฉลี่ยของโลหะหนักที่เป็นพิษ (Toxic element) ประกอบด้วย F^{-} (14.27 ppm) › Br^{-} (2.20 ppm) › NO_3^{-} (0.62 ppm) › PO_4^{3-} (0.27 ppm) › Zn (0.15 ppm) › Al^{3+} (0.09 ppm) › Fe^{2+} (0.04 ppm) › Pb และ Mn (0.01 ppm) › Cu และ As (0.00 ppm) › Cd (<0.00 ppm) ส่วน B^{-} และ NH_4^{+} ไม่สามารรถตรวจวัดได้ และปริมาณของไอออนอื่นๆ ได้แก่ Si^{4+} 38.18 ppm (โดยไม่ได้ทำการวัดปริมาณ Si^{4+} ในตัวอย่าง WK4) › Li^{+} 0.25 ppm

ตารางที่4.2 ตารางแสดงผลการวิเคราะห์ปริมาณไอออนบวก

	Major Elements (ppm)				Other Elements (ppm)									
Sample	Na^{+}	K^{+}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Li^{+}	Fe^{2+}	Al^{3+}	Zn	Pb	As	Mn	Cu	Cd	NH_4^{+}
WK1	110.63	4.74	1.84	0.07	0.26	0.04	0.10	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	<0.00	n.d.
WK2	108.73	4.74	4.27	0.06	0.24	0.05	0.17	0.36	0.02	0.01	0.03	0.00	<0.00	n.d.
WK3	108.77	4.80	3.62	0.05	0.25	0.04	0.04	0.08	0.01	0.00	0.01	0.00	<0.00	n.d.
WK4	107.96	4.61	4.29	0.07	0.25	0.04	0.04	0.11	0.01	0.00	0.00	0.00	<0.00	n.d.

ตารางที่ 4.3 ตารางแสดงผลการวิเคราะห์ปริมาณไอออนลบ

	Major Elements (ppm)			Other Elements (ppm)				
ample	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	F^-	NO_3^-	Br^-	PO_4^{3-}	B^-
WK1	235	18.04	6.47	15.24	0.77	n.d.	n.d.	n.d.
WK2	235	15.37	6.19	14.09	0.48	n.d.	n.d.	n.d.
WK3	231	14.36	6.45	15.18	0.61	n.d.	n.d.	n.d.
WK4	232	21.68	7.89	12.58	n.d.	2.20	0.27	n.d.

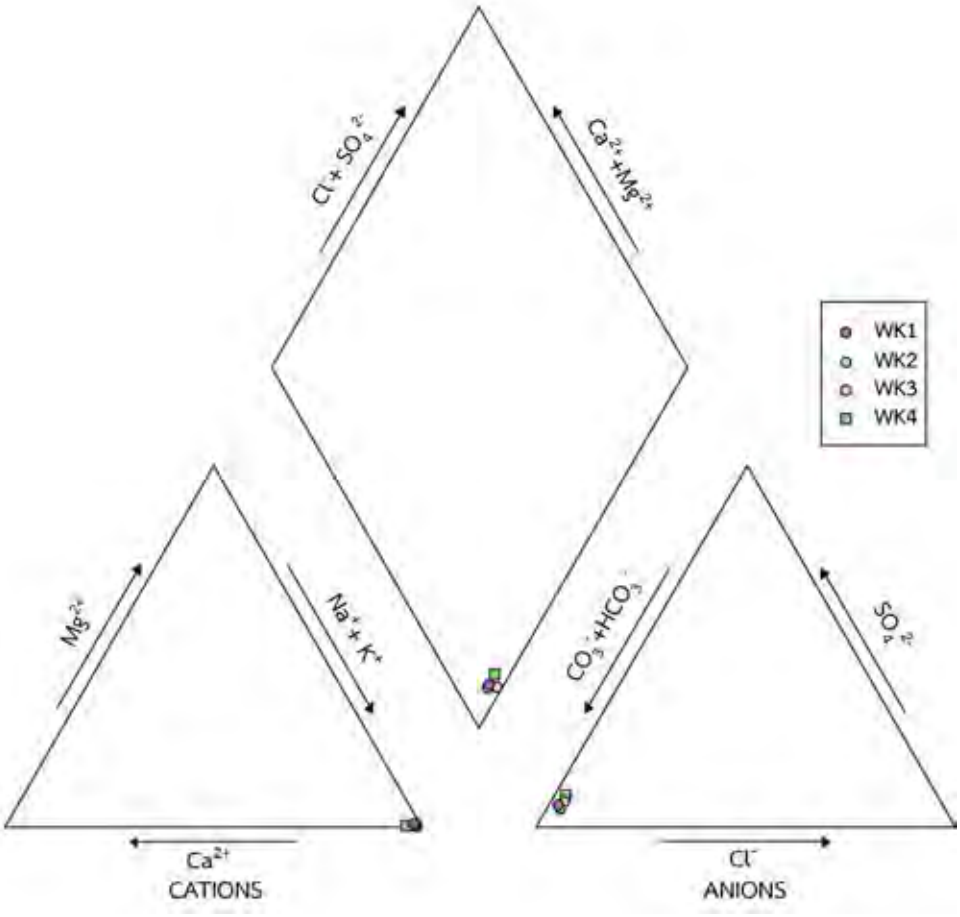
ตารางที่ 4.4 ตารางแสดงค่า TDS

Sample	TDS (ppm)
WK1	374.90
WK2	389.15
WK3	384.92
WK4	391.33

เมื่อนำปริมาณของไอออนบวกและไอออนลบจากตารางที่ 4.2 และ 4.3 คือ มาวิเคราะห์จะได้ค่า Total dissolved solids (TDS) ดังตารางที่ 4.4 จะเห็นว่าตัวอย่างน้ำ WK1 WK2 WK3 และ WK4 มีค่า TDS ใกล้เคียงกันโดยเฉลี่ยเท่ากับ 385.08 ppm เมื่อเทียบกับค่า EC ในตารางที่ 4.1 จะเห็นว่าค่า EC มีค่าสูงกว่าค่า TDS ซึ่งสอดคล้องกับความเป็นจริง และจากงานวิจัยของ Thirumalini and Joseph, (2009) กล่าวว่า TDS = (0.55 to 0.7)EC จึงกล่าวได้ว่าผลที่ได้จากห้องปฏิบัติการมีความน่าเชื่อถือ

4.2.2 แบ่งประเภทของน้ำด้วย Piper diagram

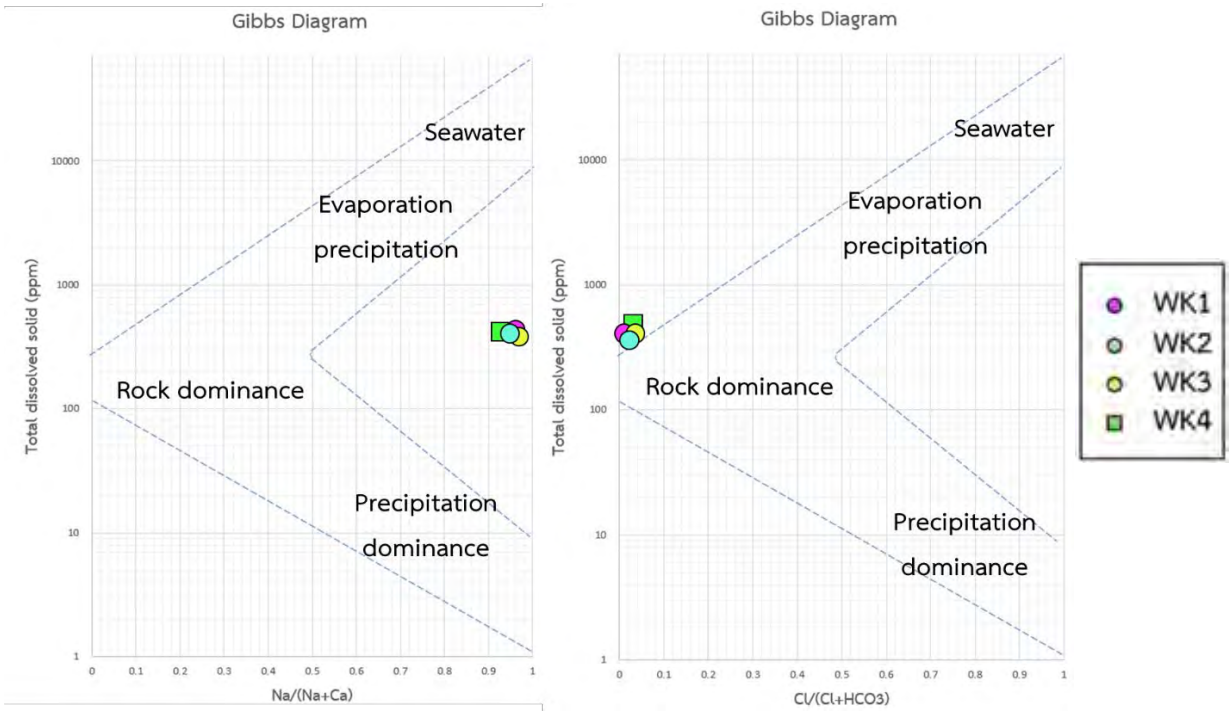
นำข้อมูลจากตารางที่ 4.2 มาวิเคราะห์ผลเพื่อจัดประเภทของน้ำด้วย Piper diagram แสดงดังรูปที่ 4.1 จะเห็นว่า ตัวอย่างน้ำ WK1 WK2 WK3 และ WK4 จัดว่าเป็นน้ำประเภทเดียวกันทั้งหมดคือ Sodium and potassium bicarbonate type จึงสันนิษฐานได้ว่าไอออนบวกและไอออนลบในน้ำแต่ละจุดที่เก็บตัวอย่างมานั้นมีแหล่งที่มามาจากแหล่งเดียวกัน จากปริมาณของโซเดียม โพแทสเซียม



รูปที่ 4.1 แสดงผลการวิเคราะห์ตัวอย่าง WK1 WK2 WK3 และ WK4 ด้วย Piper diagram

4.2.3 ผลการวิเคราะห์ Gibbs diagram

เมื่อนำข้อมูล Gibbs diagram มาแบ่งโซนของกลไกที่ควบคุมองค์ประกอบทางเคมีของน้ำ โดย กราฟทางด้านซ้าย แกน y เป็นค่า TDS และแกน x คือสัดส่วนของ Na/(Na + Ca) และส่วนกราฟทางด้านขวา แกน x เป็นสัดส่วนของ Cl/(Cl + HCO_3) ดังรูปที่ 4.2 แสดงให้เห็นว่าว่าองค์ประกอบทางเคมีของตัวอย่างน้ำ WK1 WK2 WK3 และ WK4 มีที่มาของไอออนในน้ำจากการทำปฏิกิริยาของน้ำกับหินท้องที่เป็นหลัก ซึ่งจากปริมาณของ Na K และ HCO_3 ที่สูง สามารถบอกได้ว่าหินท้องที่มีแร่องค์ประกอบเป็น Na/K silicate minerals เช่น Albite, K-feldspar ซึ่งเป็นแร่องค์ประกอบของ feldsic rock



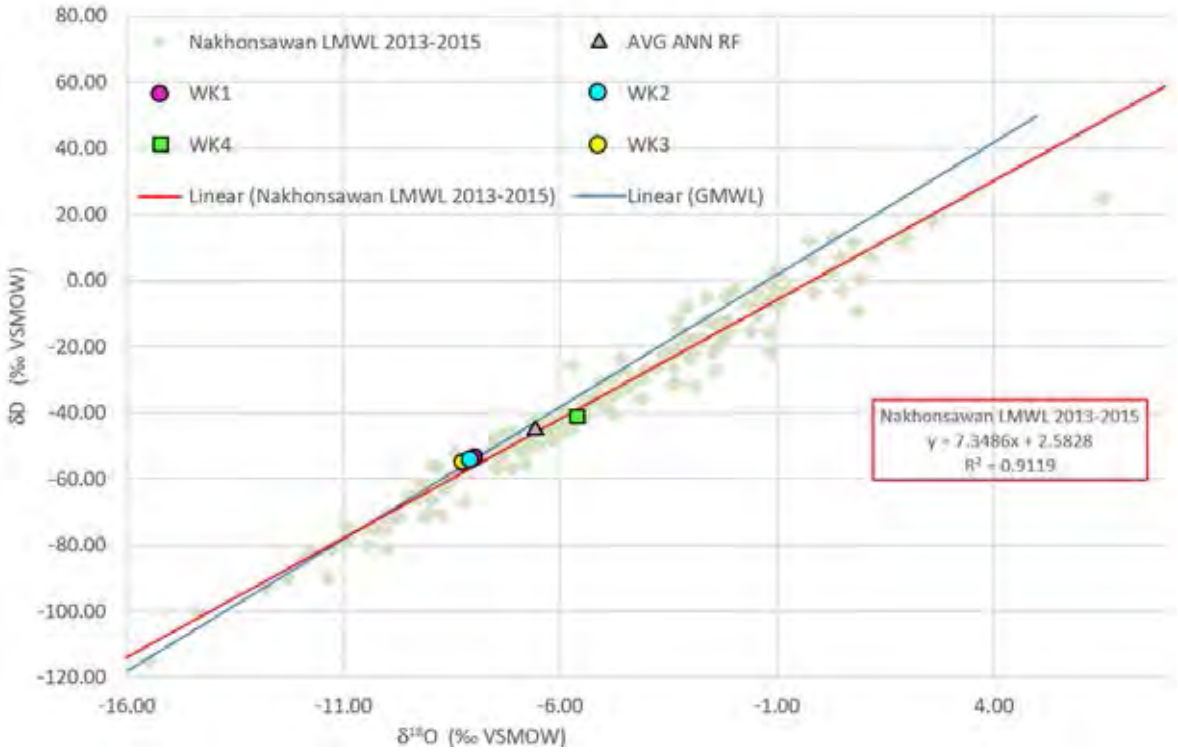
รูปที่ 4.2 แสดง Gibbs diagram ของตัวอย่างน้ำ WK1 WK2 WK3 และ WK4

4.2.4 ผลการวิเคราะห์ไอโซโทปเสถียร $\delta^{18}O$ และ δD

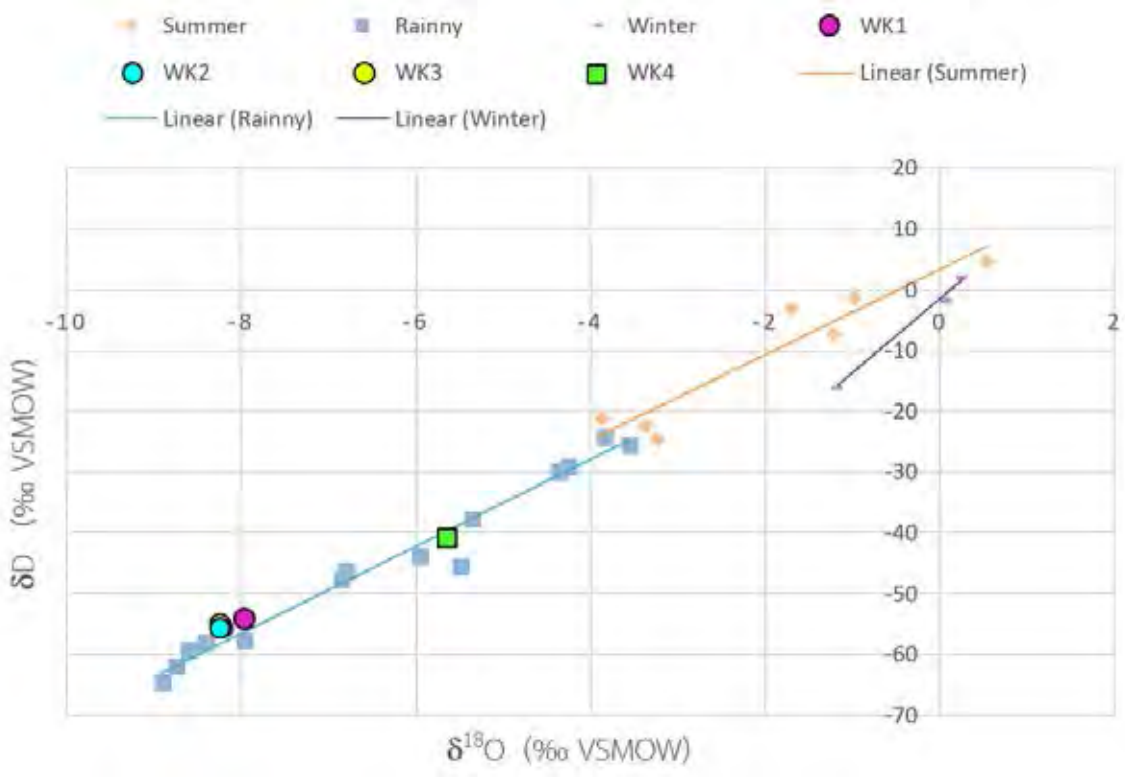
เมื่อนำข้อมูลการวิเคราะห์ไอโซโทปเสถียร $\delta^{18}O$ และ δD จากตารางที่ 4.5 เทียบกับกราฟ Meteoric Water Line ที่สร้างจากความสัมพันธ์ระหว่าง $\delta^{18}O$ และ δD ของข้อมูลน้ำฝนจังหวัดนครสวรรค์ตั้งแต่ปี 2013 ถึง ปี 2015 ซึ่งเป็นสถานีเป็นข้อมูลน้ำฝนที่อยู่ใกล้กลับจุดศึกษามากที่สุด จะเห็นว่าตัวอย่างน้ำ WK1 WK2 WK3 และ WK4 ตกอยู่บนเส้นน้ำฝนจังหวัดนครสวรรค์แสดงให้เห็นว่าแหล่งน้ำนี้มีที่มาของน้ำมาจากน้ำฝน และเมื่อดูประกอบกับตารางที่ 4.5 จะเห็นว่าค่าไอโซโทปเสถียรของตัวอย่างน้ำทุกตัวอย่างอยู่ตรงเส้นน้ำฝนเฉลี่ยรายเดือนในช่วงของฤดูฝนคือ ช่วงกลางเดือนพฤษภาคมถึงกลางเดือนตุลาคม แสดงว่าแหล่งน้ำพุร้อนนี้น่าจะถูกเติมน้ำสู่แหล่งกักเก็บในช่วงฤดูฝน แต่จะสังเกตได้ว่าผลไอโซโทปของ WK4 จะอยู่ห่างออกมาจากกลุ่มของตัวอย่าง WK1 WK2 และ WK3 คือ WK4 ที่เป็นตัวอย่างน้ำจากอ่างเก็บน้ำมีค่าของสัดส่วนไอโซโทป $\delta^{18}O$ มากกว่าตัวน้ำ WK1 WK2 และ WK3 ที่เป็นตัวอย่างน้ำจากน้ำพุร้อน น่าจะเป็นผลมาจากการเก็บตัวอย่างในช่วงเดือนตุลาคมซึ่งเป็นฤดูฝน วันก่อนที่จะทำการเก็บตัวอย่างมีฝนตกทำให้เป็นการเติมน้ำลงอ่างเก็บน้ำโดยตรง น้ำที่เก็บได้จากอ่างเก็บน้ำ หรือ WK4 จึงเป็นน้ำใหม่ ในขณะที่น้ำจาก WK1 WK2 และ WK3 เป็นการเก็บตัวอย่างจากแหล่งกำเนิดน้ำของน้ำพุร้อนโดยตรงซึ่งมีค่า $\delta^{18}O$ น้อยกว่า WK4 แสดงว่าน้ำจากน้ำพุร้อนเป็นน้ำที่มีอายุมากกว่าน้ำจากอ่างเก็บน้ำ

ตารางที่ 4.5 ตารางแสดงผลการวิเคราะห์ไอโซโทปเสถียร $\delta^{18}O$ และ δD

Sample	$\delta^{18}O$	δD
WK1	-7.97	-54.07
WK2	-8.23	-55.14
WK3	-8.23	-55.16
WK4	-5.67	-40.89



รูปที่ 4.3 ข้อมูลไอโซโทปเสถียร $\delta^{18}O$ และ δD ของตัวอย่าง WK1 WK2 WK3 และ WK4 เทียบกับ Meteoric Water Line จังหวัดนครสวรรค์ ในปี 2013-2015 (ที่มา: สถาบันเทคโนโลยีนิวเคลียร์แห่งชาติ)



รูปที่ 4.4 ข้อมูลไอโซโทปเสถียร $\delta^{18}O$ และ δD ของตัวอย่าง WK1 WK2 WK3 และ WK4 เทียบกับ Meteoric Water Line จังหวัดนครสวรรค์ในปี 2013-2015 เฉลี่ยรายเดือนในแต่ละฤดูที่แตกต่างกัน ได้แก่ ฤดูร้อน (เดือนมีนาคมถึงเมษายน) ฤดูหนาว (เดือนพฤศจิกายนถึงกุมภาพันธุ์) และฤดูฝน (เดือนพฤษภาคมถึงตุลาคม) (ที่มาข้อมูลน้ำฝนจังหวัดนครสวรรค์ จากสถาบันเทคโนโลยีนิวเคลียร์แห่งชาติ)

4.2.5 อุณหภูมิของแหล่งกักเก็บ (Reservoir temperature)

สามารถคำนวนได้จาก silica geothermometer equation ตามสมการของ Arnórsson, (2000) ในหัวข้อที่ 2.6 บทที่ 2 แสดงผลในตารางที่ 4.6 จะเห็นว่าตัวอย่างน้ำพุร้อนทั้งสามจุดมีอุณหภูมิของแหล่งกักเก็บใกล้เคียงกันคือเฉลี่ยประมาณ 75.51 องศาเซลเซียส

$$T(^{\circ}C) = -55.3 + 0.3659S - 5.3954 \cdot 10^{-4}S^2 + 5.5132 \cdot 10^{-7}S^3 + 74.360 \log S$$

Being S, the silica concentration in mg/Kg.

ตารางที่ 4.6 ตารางแสดงอุณหภูมิที่แหล่งกักเก็บ (Reservoir temperature)

Sample	Si^{4+}	Reservoir temperature (°C)
WK1	37.2	74.36
WK2	36.7	73.77
WK3	40.7	78.39

4.2.6 อภิปรายเปรียบเทียบผลการศึกษาแหล่งน้ำพุร้อนอื่นในประเทศไทย

เมื่อเปรียบเทียบกับข้อมูลธรณีเคมีของแหล่งน้ำพุร้อนบ้านสมอทองกับค่าเฉลี่ยขององค์ประกอบต่างๆของแหล่งน้ำพุร้อนอื่นในประเทศไทยจาก Charasiri, (2003) และ กรมทรัพยากรธรณี, (2546) พบว่าแหล่งน้ำพุร้อนบ้านสมอทองมีปริมาณของ Na ต่ำกว่าค่าเฉลี่ยของแหล่งน้ำพุร้อนอื่นของประเทศไทยแต่สูงกว่าแหล่งน้ำพุร้อนที่มีหินท้องที่เป็นหินคาร์บอนเนตซึ่งมักจะมี Ca สูง แหล่งน้ำพุร้อนทั่ไปมักจะมี Ca น้อยกว่า 100 mg/L เว้นแต่เป็นแหล่งน้ำพุร้อนที่อยู่ใหล้น้ำเค็มหรือบริเวณที่มีหินท้องที่เป็นหินคาร์บอนเนต

บทที่ 5 สรุปผล

จากผลการทดลองในบทที่ 4 สรุปได้ว่าน้ำในแหล่งน้ำพุร้อนบ้านสมอทอง มีอุณหภูมิพื้นผิวน้ำ (Surface temperature) ประมาณ 54 องศาเซลเซียส ค่า pH เฉลี่ยประมาณ 8.1 และค่าความนำไฟฟ้าประมาณ 511 μS/cm มีแหล่งที่มาของน้ำมาจากน้ำฝนซึ่งจะถูกเติมลงพื้นที่เติมน้ำในช่วงกลางเดือนพฤษภาคมถึงกลางเดือนตุลาคม เป็นน้ำประเภท Sodium and potassium bicarbonate type โดยมีที่มาของธาตุองค์ประกอบในน้ำจากการทำปฏิกิริยาระหว่างน้ำฝนกับหินท้องที่ซึ่งเป็นหินแกรนิต ดูได้จากธาตุองค์ประกอบหลักของน้ำ คือมีปริมาณไอออนของ Na-HCO_3^- ในน้ำสูง ซึ่งมีที่มาจากแร่ของหินที่แหล่งกักเก็บ (Reservoir rock) พวก Na/K silicate เช่น แร่ Albite และ K-feldspar และจากปริมาณของ Si F และ Al นั้นได้มาจากแร่ Quartz Muscovite Biotite จึงสามารถบอกได้ว่าหินท้องที่ของแหล่งน้ำพุร้อนนี้คือ feldsic rock ซึ่งตรงกับแผนที่ธรณีวิทยาที่จัดทำโดยกรมทรัพยากรธรณีที่ระบุว่าหินท้องที่นี้เป็นหินแกรนิต ในส่วนของ bicarbonate ในน้ำเกิดจากการทำปฏิกิริยาระหว่างน้ำ คาร์บอนไดออกไซด์ และหินท้องที่อุณหภูมิเฉลี่ยของแหล่งกักเก็บ (Reservoir temperature) ประมาณ 76 องศาเซลเซียส

อุณหภูมิแหล่งกักเก็บของแหล่งน้ำพุร้อนบ้านสมอทองสามารถนำไปประยุกต์ใช้ประโยชน์ในด้านเกษตรกรรมได้ คือทำห้องควบคุมอุณหภูมิเพาะพันธุ์ไม้ เทอร์โมสตาร์ท เครื่องปรับอากาศห้องควบคุมอุณหภูมิสำหรับสัตว์เลี้ยง หรือ ห้องควบคุมอุณหภูมิสำหรับปลูกต้นไม้ ห้องเย็น

จากตารางที่ 5.1 แสดงให้เห็นว่าน้ำจากแหล่งน้ำพุร้อนบ้านสมอทองไม่เหมาะสำหรับในการนำไปใช้บริโภค เพราะมีค่าของธาตุฟลูออไรด์และธาตุลิเทียมเกินมาตราฐานน้ำดื่มของ WHO การบริโภคน้ำมีธาตุฟลูออไรด์เกินมาตราฐานน้ำดื่ม จะส่งผลเสียต่อสุขภาพโดยตรงคือ ทำให้เกิดการเสื่อมสภาพของ skeleton tissues ซึ่งมีผลกับกระดูกและฟันและจะมีผลมากในเด็กเล็ก ส่วนของธาตุลิเทียมที่เกินมาตราฐานจะส่งผลให้เกิดความเสื่อมโดยตรงกับระบบประสาท ทำให้มีอัตราการฆ่าตัวตายที่สูงขึ้นตามงานวิจัยของ Schrauzer, (1990)

ตารางที่ 5.1 ตารางแสดงธาตุองค์ประกอบในน้ำของแหล่งน้ำพุร้อนบ้านสมอทองเทียบกับมาตราฐาน WHO, (2006)

Elemental composition	Normally found in fresh water/surface water/groundwater	Health based guideline by the WHO	Elemental composition of Baan Samorthong Hot Spring (ppm)
Aluminum		0.2 mg/l	0.09
Arsenic		0.01 mg/l	0.00
Boron		0.1 mg/l	n.d.
Cadmium	< 1 ug/l	0.003 mg/l	<0.00
Chloride		250 mg/l	6.75
Copper		2 mg/l	0.00
Fluoride	< 1.5 mg/l (up to 10)	1.5 mg/l	14.27
Iron	0.5 - 50 mg/l	0.5-50 mg/l	0.04
Lead		0.01 mg/l	0.01
Lithium		0.05 – 150 μg/l	0.25
Nitrate		50 mg/l	0.62
Manganese		0.5 mg/l	0.01
Sodium	< 20 mg/l	200 mg/l	109.02
Sulfate		500 mg/l	17.36
Zinc		3 mg/l	0.15

ข้อเสนอแนะ

รูปที่ 5.1 ภาพแสดงการนำอุณหภูมิที่แหล่งกักเก็บของน้ำพุร้อนไปใช้ประโยชน์ (Office of Tourism Development, 2549)

แหล่งน้ำพุร้อนบ้านสมอทองมีอุณหภูมิที่แหล่งกักเก็บประมาณ 76 องศาเซลเซียส ซึ่งสามารถนำไปใช้ประโยชน์มากกว่าเป็นสถานที่ท่องเที่ยวได้ คือ ใช้ในการทำเครื่องปรับอากาศ ห้องควบคุมอุณหภูมิสำหรับสัตว์เลี้ยง เทอร์โมสตาร์ท หรือในด้านการเกษตร เช่น ห้องควบคุมอุณหภูมิเพาะพันธุ์ไม้ หรือ โรงเพาะเห็ด ถ้าหากต้องการจะนำอุณหภูมิที่แหล่งกักเก็บของน้ำผุร้อนไปประยุกต์ใช้ในด้านที่กล่าวไป ควรจะทำการศึกษาในเรื่องของธรณีฟิสิกส์เพิ่มเติม เพื่อศึกษาโครงสร้างด้านใต้ ซึ่งควรทำบริเวณของแหล่งน้ำพุร้อนที่มีลักษณะเป็นเกาะ

บรรณานุกรม

Charusiri, P., Buenkhuntod, P., Won-In, K., Thayakupt, M., & Niampan, J. (2003). Characteristics of The Chantaburi Thermal Spring, Eastern Thailand. *Journal of Scientific Research Chulalongkorn University*, *28*, 71-95.

Giao, P. H., Putthapiban, P., & Vichalai, C. (2007). Geophysical investigation of hot spring sites in Kanchanaburi with reference to local tourism development. Geothai'07 International Conference on Geology of Thailand: Towards Sustainable Development and Sufficiency Economy.

Giao, P. H., & Putthapiban, P. (2008, December). EXPLORATION AND ENGINEERING STUDY OF SOME HOT SPRING SYSTEMS IN WESTERN THAILAND FOR LOCAL TOURISM DEVELOPMENT. In *Proceedings of the 8th Asian Geothermal Symposium*.

Gibbs, R. J. (1970). Mechanisms controlling world water chemistry. *Science*, *170*(3962), 1088-1090.

Giggenbach, W. F. (1988). Geothermal solute equilibria. derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et cosmochimica acta*, *52*(12), 2749-2765.

Giggenbach, W. F. (1988). Geothermal solute equilibria. derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et cosmochimica acta*, *52*(12), 2749-2765.

Giggenbach, W. F., Minissale, A. A., & Scandiffio, G. (1988). Isotopic and chemical assessment of geothermal potential of the Colli Albani area, Latium region, Italy. *Applied Geochemistry*, *3*(5), 475-486.

Hughes, C. E., & Crawford, J. (2012). A new precipitation weighted method for determining the meteoric water line for hydrological applications demonstrated using Australian and global GNIP data. *Journal of hydrology*, *464*, 344-351.

Kanokratana, P., Chanapan, S., Pootanakit, K., & Eurwilaichitr, L. (2004). Diversity and abundance of Bacteria and Archaea in the Bor Khlueng hot spring in Thailand. *Journal of basic microbiology*, *44*(6), 430-444.

Liaugaudaite, V., Mickuviene, N., Raskauskiene, N., Naginiene, R., & Sher, L. (2017). Lithium levels in the public drinking water supply and risk of suicide: a pilot study. *Journal of trace elements in medicine and biology*, *43*, 197-201.

Ngansom, W., Duerrast, H., & Pirarai, K. (2017, October). Integrated geoscientific investigations of the Phang Nga geothermal system, southern Thailand. In *2017 SEG International Exposition and Annual Meeting*. Society of Exploration Geophysicists.

Pentecost, A., Jones, B., & Renaut, R. W. (2003). What is a hot spring?. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *40*(11), 1443-1446.

Piper, A. M. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *25*(6), 914-928.

Portillo, M. C., Sririn, V., Kanoksilapatham, W., & Gonzalez, J. M. (2009). Differential microbial communities in hot spring mats from Western Thailand. *Extremophiles*, *13*(2), 321.

Raksaskulwong, M. (2015). Update on geothermal utilizations in Thailand. *Update*, *19*, 25.

Raksaskulwong, M. (2008, December). Thailand geothermal energy: development history and current status. In *Proceedings of the 8th Asian Geothermal Symposium* (pp. 39-46).

Rosborg, I., Soni, V., & Kozisek, F. (2015). Potentially Toxic Elements in Drinking Water in Alphabetic Order. In *Drinking Water Minerals and Mineral Balance* (pp. 79-101). Springer, Cham.

Sharp, Z. (2017). Principles of stable isotope geochemistry.

Singharajwarapan, F. S., Wood, S. H., Prommakorn, N., & Owens, L. (2012). Northern Thailand geothermal resources and development: a review and 2012 update.

Tian, J., Pang, Z., Guo, Q., Wang, Y., Li, J., Huang, T., & Kong, Y. (2018). Geochemistry of geothermal fluids with implications on the sources of water and heat recharge to the Rekeng high-temperature geothermal system in the Eastern Himalayan Syntax. *Geothermics*, *74*, 92-105.

Wood, S. H., Kaewsomwang, P., & Singharajwarapan, F. S. (2018). Geologic framework of the Fang Hot Springs area with emphasis on structure, hydrology, and geothermal development, Chiang Mai Province, northern Thailand. *Geothermal Energy*, *6*(1), 3.

วิรัช รัตนเศรษฐ. (1998). โครงการก่อสร้างอ่างเก็บน้ำห้วยขุนแก้วอำเภอห้วยคด จ. อุทัยธานี: รายงานสรุปรัฐมนตรีช่วยว่าการกระทรวงเกษตรและสหกรณ์.