



กรมอุตุนิยมวิทยา

๔๓๕๓ ถนนสุขุมวิท บางนา กรุงเทพฯ ๑๐๒๖๐

METEOROLOGICAL DEPARTMENT

4353 SUKHUMVIT ROAD, BANGKOK 10260, THAILAND

เอกสารวิจัยโครงการ

ดัชนีความแห้งแล้งสำหรับประเทศไทย

ส่วนอุตุนิยมวิทยาเกษตร

สำนักพัฒนาอุตุนิยมวิทยา

Study on Drought Index in Thailand

Agro - meteorological Academic Group

Meteorological Development Bureau

เอกสารวิชาการเลขที่

551.577.38-01-2554

TECHNICAL DOCUMENT No.

551.577.38-01-2011

คณะวิจัยโครงการดรรชนีความแข็งแรงสำหรับประเทศไทย

ลำดับ	รายชื่อ	ตำแหน่ง
1	นายวิรัช วรรณจิตต์	ผู้เชี่ยวชาญเฉพาะด้านวิจัยและพัฒนาอุตสาหกรรมวิทยา
2	นางจิราภรณ์ จุฑากรณ์	รักษาการผู้อำนวยการส่วนอุตสาหกรรมวิทยาเกษตร
3	นายสมาน ปราการรัตน์	นักอุตสาหกรรมวิทยาชำนาญการพิเศษ
4	นายปรเมศร์ อมาตยกุล	นักอุตสาหกรรมวิทยาชำนาญการพิเศษ
5	นายเทวินทร์ โจมทา	นักอุตสาหกรรมวิทยาชำนาญการพิเศษ
6	นางสาวอภันตรี ยุทธพันธ์	นักอุตสาหกรรมวิทยาชำนาญการ
7	นายอนุรัตน์ ศฤงคารภายิต	นักอุตสาหกรรมวิทยาชำนาญการ
8	นายอดิศร สมหวัง	นักอุตสาหกรรมวิทยาชำนาญการ
9	นายมนูญ ปางพรหม	นักอุตสาหกรรมวิทยาชำนาญการ
10	นางสาวฤทัยกาญจน์ บัวเขียน	นักอุตสาหกรรมวิทยาปฏิบัติการ
11	นายปรีชา กาฬเพชร	นักวิชาการเกษตรชำนาญการ
12	นายชิตชนก ผลโภค	เจ้าพนักงานอุตสาหกรรมวิทยาชำนาญงาน

คำนำ

ความแห้งแล้งเป็นปัญหาหลักที่สำคัญอย่างหนึ่งของประเทศไทย ภัยแล้งที่เกิดขึ้นมีหลายสาเหตุด้วยกัน ทั้งปัญหาน้ำไม่เพียงพอและการกระจายของฝนไม่ทั่วถึง ซึ่งมีความเชื่อมโยงกับการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศในปัจจุบันที่ทำให้โลกร้อนขึ้น ทำให้พื้นที่ที่เคยมีฝนตกกลับแห้งแล้งลงพื้นที่ที่เคยแห้งแล้งกลับมีฝนตก ปัญหาความแห้งแล้งเป็นปัญหาที่รัฐบาลทุกยุคทุกสมัยให้ความสำคัญและให้การสนับสนุนช่วยเหลือเกษตรกรมาโดยตลอดเป็นประจำทุกปี

กรมอุตุนิยมวิทยาได้ตระหนักถึงความสำคัญเรื่องความแห้งแล้งมาโดยตลอดและได้มีการศึกษาเกี่ยวกับสภาวะแห้งแล้งและนำเสนอผลการศึกษาเผยแพร่สู่สาธารณะชนให้ทราบโดยตลอด พร้อมทั้งได้จัดตั้งคณะทำงานศึกษาในโครงการเกี่ยวกับบรรเทาภัยแล้งสำหรับประเทศไทยขึ้น โดยมีส่วนอุตุนิยมวิทยาเกษตร สำนักพัฒนาอุตุนิยมวิทยา เป็นทีมงานศึกษาต่อเนื่องในปีงบประมาณ 2554 สำหรับการศึกษาวิจัยในเอกสารเล่มนี้เป็นการศึกษาดรรชนีความแห้งแล้งในหลายรูปแบบ ที่มีอยู่ด้วยกัน 7 วิธี เพื่อจะได้นำมาใช้เป็นเครื่องมือบ่งบอกสถานะของภัยแล้งทั้งทางตรงและทางอ้อม ที่จะเป็นประโยชน์ต่อการแก้ไขวิกฤตของภัยแล้งได้อย่างมีประสิทธิภาพ และข้อมูลเชิงพื้นที่ที่สามารถกำหนดขอบเขตพื้นที่ความเสี่ยงภัยได้อย่างมีเหตุผลในระดับหนึ่งและใช้สำหรับวางแผนช่วยเหลือประชาชนได้ตามระดับความรุนแรงของสถานการณ์ภัยแล้งที่เกิดขึ้น

งานวิจัยครั้งนี้สำเร็จลงได้ด้วยความร่วมมือจากนักวิชาการอุตุนิยมวิทยาในส่วนอุตุนิยมวิทยาเกษตรทุกท่านที่ให้ความร่วมมือในการทำงานทั้งภาคทฤษฎีและภาคสนาม ตลอดจนการจัดทำเอกสารรายงานการวิจัยของโครงการวิจัยนี้สำเร็จลุล่วงและในโอกาสนี้ทีมงานวิจัยขอขอบคุณ คณะกรรมการบริหารงานวิจัยของกรมอุตุนิยมวิทยาทุกท่านที่ให้คำแนะนำ และขอขอบคุณ คุณจงกลณี อยู่สบาย ผู้อำนวยการสำนักพัฒนาอุตุนิยมวิทยา และนายต่อศักดิ์ วานิชจรรยา อธิบดีกรมอุตุนิยมวิทยา ที่ให้การสนับสนุนมาโดยตลอด

ทีมงานศึกษาโครงการวิจัย
ดรรชนีความแห้งแล้งสำหรับประเทศไทย

สารบัญเรื่อง

	หน้า
1. บทนำ	1
1.1 หลักการและเหตุผลของโครงการ	1
1.2 วัตถุประสงค์	1
1.3 พื้นที่ศึกษา	2
1.4 วิธีดำเนินงาน	2
1.5 ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับ	2
2. ความแห้งแล้ง	3
2.1 ความรู้ทั่วไปด้านความแห้งแล้ง	3
2.2 ธรรมชาติความแห้งแล้ง	4
2.3 เอกสารที่เกี่ยวข้องกับการศึกษา	14
3. ความชื้นในดิน	20
3.1 ความชื้นในดิน	20
3.2 ความชื้นดินในภาคสนาม	21
3.3 การวัดความชื้นในดิน	24
3.4 การตรวจวัดความชื้นในดิน	25
4. ทฤษฎีที่นำมาใช้ในการศึกษา	29
4.1 ธรรมชาติความแห้งแล้งแสดงผลกระทบเนื่องจากฝน (Effective Drought Index: EDI)	29
4.2 ธรรมชาติความแห้งแล้งทางด้านเกษตรกรรมตามฤดูกาลมรสุม (Generalized Monsoon Index: GMI)	31
4.3 ธรรมชาติความแห้งแล้งของฝนที่ต่างจากค่าปกติ (Standardized Precipitation Index: SPI)	33
4.4 ธรรมชาติความชื้นที่เป็นประโยชน์สำหรับพืช (Moisture Available Index: MAI)	35
4.5 ธรรมชาติความแห้งแล้งที่ผิดปกติทางด้านเกษตรกรรม (Aridity Anomaly Index: AI)	39
4.6 ความชื้นในดินที่คำนวณได้จากดาวเทียม (Soil Moisture Estimate from Satellite image: SMest)	41
4.7 ธรรมชาติความแตกต่างพืชพรรณ (Normalized Differential Vegetation Indices, NDVI)	44

สารบัญเรื่อง (ต่อ)

	หน้า
5. วิธีดำเนินการศึกษา	46
6. ผลการศึกษา	55
6.1 การติดตั้งเครื่องมือวัดความชื้นในดิน	55
6.2 การตรวจวัดความชื้นในดิน	58
6.3 การวิเคราะห์ความสัมพันธ์ของครรชี่ความแห้งแล้ง	59
6.4 ผลผลิตจากการศึกษา	72
7. สรุปและข้อเสนอแนะ	80
7.1 สรุปผลการศึกษา	80
7.2 ข้อเสนอแนะ	82
บรรณานุกรม	83

สารบัญตาราง

ตารางที่	หน้า
3.1 Four standard water contents that are routinely measured and used	21
3.2 ความสัมพันธ์ระหว่างความชื้นในดินในระดับต่างๆ กับเนื้อดิน	24
3.3 การแปลงค่าจากความต่างศักย์ไฟฟ้ามาเป็นเปอร์เซ็นต์ปริมาณของความชื้นในดิน	28
5.1 ตัวอย่าง Lookup table ของค่าความชื้นในดิน (w) และค่า thermal inertia (P) ที่ความหนาแน่นดิน $\rho_s = 2.65 \text{ Mg m}^{-3}$	54
6.1 สหสัมพันธ์เพียร์สันระหว่างค่าดัชนีความแห้งแล้งและความชื้นในดิน ณ บริเวณพื้นที่ปลูกอ้อย	60
6.2 สหสัมพันธ์เพียร์สันระหว่างค่าดัชนีความแห้งแล้งและความชื้นในดิน ณ บริเวณพื้นที่ปลูกมันสำปะหลัง	61
6.3 สหสัมพันธ์เพียร์สันระหว่างค่าดัชนีความแห้งแล้งและความชื้นในดิน ณ บริเวณพื้นที่ปลูกข้าวโพด	63
6.4 สหสัมพันธ์เพียร์สันระหว่างค่าดัชนีความแห้งแล้งและความชื้นในดิน ณ บริเวณพื้นที่นาข้าว	64
6.5 สหสัมพันธ์เพียร์สันระหว่างค่าดัชนีความแห้งแล้งและความชื้นในดิน ณ สถานีอุตุนิคมวิทยาเกษตรท่าพระ	65
6.6 ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของค่าดัชนี AI และความชื้นในดินระดับต่างๆ	66
6.7 ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของค่าดัชนี EDI และความชื้นในดินระดับต่างๆ	67
6.8 ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของค่าดัชนี GMI และความชื้นในดินระดับต่างๆ	68
6.9 ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของค่าดัชนี MAI และความชื้นในดินระดับต่างๆ	69
6.10 ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของค่าดัชนี SPI และความชื้นในดินระดับต่างๆ	70
6.11 ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของค่าดัชนี SMest และความชื้นในดินระดับต่างๆ	71
6.12 ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของค่าดัชนี NDVI และความชื้นในดินระดับต่างๆ	72

สารบัญรูป

รูปที่	หน้า
3.1 (a) Three-Phase System of Soil Structure	20
(b) ปริมาณน้ำที่ถูกอนุภาคของดินดูดซับไว้	
3.2 Partitioning Water Flow	22
3.3 ความชื้นในดินที่มีระดับความชื้นอิ่มตัว และความชื้นที่ระดับความจุสนาม	22
3.4 Soil Water Storage	23
3.5 Profile probe PR2 และส่วนประกอบ	26
3.6 ขั้นตอนการทำงานของ Profile probe PR2	27
5.1 แผนภูมิแสดงวิธีดำเนินการศึกษา	46
5.2 Land Surface Temperature วันที่ 13 พฤศจิกายน พ.ศ. 2551 ก่อนทำ Geo-reference	50
5.3 Land Surface Temperature วันที่ 13 พฤศจิกายน พ.ศ. 2551 หลังทำ Geo-reference	51
5.4 Land Surface Temperature บริเวณพื้นที่ศึกษา	51
5.5 Land Surface Temperature บริเวณพื้นที่ศึกษาตัดแหล่งน้ำออก	52
5.6 Surface Albedo วันที่ 6 มกราคม พ.ศ. 2552	52
5.7 Thermal Inertia วันที่ 26 มกราคม พ.ศ.2552	53
6.1 แผนที่แสดงบริเวณที่ติดตั้ง Access tube ปี 2552	56
6.2 แผนที่แสดงบริเวณที่ติดตั้ง Access tube ปี 2554	59
6.3 แผนที่แสดงดัชนี EDI	73
6.4 แผนที่แสดงดัชนี SPI	74
6.5 แผนที่แสดงดัชนี SMest	75
6.6 แผนที่แสดงดัชนี NDVI	76
6.7 แผนที่แสดงดัชนี GMI	77
6.8 แผนที่แสดงดัชนี AI	78
6.9 แผนที่แสดงดัชนี MAI	79

บทคัดย่อ

การศึกษาวิจัยเรื่องดัชนีความแห้งแล้งสำหรับประเทศไทยมีวัตถุประสงค์ เพื่อสร้างข้อมูลดัชนีความแห้งแล้งเชิงพื้นที่ในบริเวณพื้นที่ศึกษา โดยค่าดัชนีความแห้งแล้งในอดีตจนถึงปัจจุบันจะเป็นข้อมูลพื้นฐานเพื่อประกอบการตัดสินใจในการลดความเสี่ยงภัยจากภัยแล้งบริเวณประเทศไทย การศึกษาวิจัยในครั้งนี้ได้ศึกษาดัชนีความแห้งแล้งในหลายๆ วิธี เพื่อที่จะสามารถนำมาใช้เป็นเครื่องมือบ่งบอกสถานะของภัยแล้งได้ทั้งทางตรงและทางอ้อม ซึ่งประกอบด้วยดัชนีความแห้งแล้ง จำนวน 7 วิธี ได้แก่

1. ดัชนีความแห้งแล้งแสดงผลกระทบเนื่องจากฝน (EDI)
2. ดัชนีความแห้งแล้งทางด้านเกษตรกรรมตามฤดูกาลมรสุม(GMI)
3. ดัชนีความแห้งแล้งของฝนที่ต่างจากค่าปกติ (SPI)
4. ดัชนีความชื้นที่เป็นประโยชน์สำหรับพืช (MAI)
5. ดัชนีความแห้งแล้งที่ผิดปกติทางด้านเกษตรกรรม (AI)
6. ดัชนีความแห้งแล้งที่ตรวจวัดและคำนวณได้จากดาวเทียม (SMest)
7. ดัชนีความแตกต่างพืชพรรณ (NDVI)

รวมทั้งได้ทำการศึกษาเกี่ยวกับความสัมพันธ์ของดัชนีความแห้งแล้ง กับความชื้นของดินที่ตรวจวัดจากภาคสนามในระดับความลึกของดินที่ 10, 20, 30, 40, 60 และ 100 เซนติเมตรในแต่ละพื้นที่เพาะปลูก ได้แก่ พื้นที่ปลูกอ้อย จ.ชัยภูมิ พื้นที่ปลูกมันสำปะหลัง จ.ขอนแก่น พื้นที่ปลูกข้าวโพด จ.ขอนแก่น พื้นที่นาข้าว จ.ขอนแก่น และสถานีอุตุนิยมวิทยาเกษตรท่าพระ จ.ขอนแก่น รวมทั้งสิ้น 5 แห่ง ระหว่างเดือนมกราคม 2553 ถึงเดือนเมษายน 2554 พบว่าที่ระดับนัยสำคัญ .05 แบบเพียร์สัน ในแปลงเพาะปลูกของแต่ละชนิดพืชมีความสัมพันธ์ที่ต่างกันไป ดังนี้ ดัชนี MAI มีความสัมพันธ์กับความชื้นในดินในหลายระดับความลึกของดินของแปลงปลูกอ้อย มันสำปะหลัง ข้าวโพด แต่ไม่มีความสัมพันธ์กันในแปลงนาข้าวและสถานีอุตุนิยมวิทยาเกษตรท่าพระ สำหรับดัชนี GMI มีความสัมพันธ์กับความชื้นในดินในหลายระดับความลึกของดินของแปลงมันสำปะหลัง ส่วนดัชนี SPI และ NDVI มีความสัมพันธ์กับความชื้นในดินบางระดับความลึกของดินของแปลงปลูกมันสำปะหลัง นอกจากนี้ SPI ยังมีความสัมพันธ์กับความชื้นในดินบางระดับความลึกของดินของแปลงนาข้าว

ผลการศึกษาวิจัยทำให้กรมอุตุนิยมวิทยามีแผนที่แสดงดัชนีความแห้งแล้งทั้ง 7 ชนิดที่จะสามารถนำไปใช้ประโยชน์ประกอบการตัดสินใจเกี่ยวกับปัญหาภัยแล้งต่อไป

Abstract

This research is study on drought index in Thailand. The objective of this study created a spatial drought index in the study area. The drought index in the past to present is the basis for its decision to reduce the risk of drought in Thailand. Research in this study, the drought index in many ways, so it can be used an indicator of drought, both directly and indirectly. The drought index are consists of seven methods.

1. Effective Drought Index (EDI)
2. Generalized Monsoon Index (GMI)
3. Standardized Precipitation Index (SPI)
4. Moisture Available Index (MAI)
5. Aridity Anomaly Index (AI)
6. Soil Moisture Estimate (Smelt)
7. Normalized Difference Vegetation Index (NDVI)

The study on the relations of the drought index, with the soil moisture measured from the field in the depth of soil at 10, 20, 30, 40, 60 and 100 cm in a cultivated area of sugarcane, in Chaiyaphum Province, cassava , corn ,paddy fields and Thaphra agricultural meteorology station in Khonkaen Province, during January,2010 until April ,2011 that the significance level of 0.05 (Pearson's correlation) .In the cultivation of each species ,the plant has a relation that varies the index, MAI correlated with soil moisture in various depths of the soil of plantations, sugarcane , cassava, corn, but not relation to paddy field and Thaphra agricultural meteorology station ,GMI correlated to several level with soil moisture in cassava area, SPI and NDVI were correlated to some level with soil moisture in cassava area ,SPI correlated to some level with soil moisture in paddy fields.

The result from this study, Thai Meteorological Department has seven maps showing drought index, its can used to decide about the drought in Thailand.

1. บทนำ

1.1 หลักการและเหตุผลของโครงการ

ความแห้งแล้งเป็นปัญหาหลักที่สำคัญอย่างหนึ่งของประเทศไทย ภัยแล้งที่เกิดขึ้นมีหลายสาเหตุด้วยกัน ทั้งปัญหาปริมาณน้ำฝนไม่พอเพียงและการกระจายของฝนไม่ทั่วถึง พื้นที่ที่ไม่มีแหล่งกักเก็บน้ำเพียงพอ และความสามารถที่จะอุ้มน้ำของดินต่ำ ตลอดจนแหล่งน้ำต่างๆ ที่มีอยู่ตื้นเขิน ปัจจุบันพื้นที่ส่วนใหญ่ที่มีต้นไม้อายุหรือป่าไม้ถูกทำลายไปเป็นจำนวนมาก ประชากรมีการเปลี่ยนแปลงการใช้ที่ดินมากขึ้น ทำให้น้ำไหลบ่าหรือน้ำป่าไหลหลากลงสู่ลำน้ำสายหลักต่างๆ และไหลลงทะเล ประกอบกับในปัจจุบันปริมาณประชากรเพิ่มขึ้นจึงมีส่วนทำให้สภาพแวดล้อมถูกทำลายไป ดังเช่นการเกิดสภาวะโลกร้อนในปัจจุบันซึ่งมีความเชื่อมโยงถึงการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศที่เกิดขึ้นตั้งแต่ในอดีตและในปัจจุบันที่เปลี่ยนแปลงไป ผลกระทบที่เกิดขึ้นในทางอุตุนิยมนิวทริกก็คือทำให้ฤดูกาลเปลี่ยนแปลงไป เช่น บางปีฤดูฝนจะมาเร็วกว่าปกติ บางปีก็มาช้ากว่าปกติ บางปีฝนตกมาก บางปีฝนตกน้อยกว่าที่เคยเกิดขึ้น หรือบางแห่งที่เคยมีฝนตกมากก็แห้งแล้ง บางแห่งที่เคยแห้งแล้งกลับมีฝนตกหนัก ปัญหาของสภาพภัยแล้งที่เกิดขึ้นนี้เป็นปัญหาที่รัฐบาลทุกยุคทุกสมัยได้ให้ความสำคัญและให้การสนับสนุนช่วยเหลือเกษตรกรมาโดยตลอดเป็นประจำทุกปี

กรมอุตุนิยมนิวทริกได้ตระหนักถึงความสำคัญในเรื่องของสภาวะความแห้งแล้งดังกล่าวนี้มาโดยตลอด และที่ผ่านมารวมอุตุนิยมนิวทริกได้ทำการศึกษาเกี่ยวกับสภาวะแห้งแล้งหลายวิธีมาแล้วและได้นำเผยแพร่โดยตลอด สำหรับการศึกษาในครั้งนี้ได้ตระหนักถึงการนำเอาผลการศึกษาไปใช้ประโยชน์อย่างจริงจัง จึงได้ทำการศึกษาวิจัยในเรื่องธรรมชาติความแห้งแล้งขึ้นในหลายวิธีด้วยกัน เพื่อที่จะสามารถนำมาใช้เป็นเครื่องมือบ่งบอกสถานะของภัยแล้งได้ทั้งทางตรงและทางอ้อม เพื่อประโยชน์สำหรับประเทศ ซึ่งรัฐบาลจะสามารถดำเนินการสนับสนุนงบประมาณ เพื่อแก้วิกฤตของภัยแล้งได้อย่างมีประสิทธิภาพ และข้อมูลเชิงพื้นที่ที่สามารถกำหนดขอบเขตพื้นที่ความเสี่ยงภัยได้อย่างมีเหตุผลในระดับหนึ่ง และจะใช้ประโยชน์เพื่อกำหนดมาตรการวางแผนงานช่วยเหลือประชาชนได้ตามลำดับความรุนแรงของสถานการณ์ภัยแล้งที่เกิดขึ้น

1.2 วัตถุประสงค์

- 1.2.1 เพื่อสร้างข้อมูลเชิงพื้นที่จากค่าธรรมชาติความแห้งแล้งในบริเวณพื้นที่ศึกษา
- 1.2.2 เพื่อลดความเสี่ยงภัยที่จะเกิดขึ้นจากภัยแล้งซึ่งจะเป็นประโยชน์ทั้งด้านเศรษฐกิจและสังคมของประเทศ
- 1.2.3 เป็นข้อมูลกรณีศึกษาเกี่ยวกับความชื้นของดิน ชนิดของดินที่มีความสัมพันธ์กับชนิดของพืชในพื้นที่เพาะปลูก

1.3 พื้นที่ศึกษา

ครอบคลุมพื้นที่ 4 จังหวัด ได้แก่ ขอนแก่น ชัยภูมิ มหาสารคาม และอุดรธานี

1.4 วิธีดำเนินงาน

1.4.1 ศึกษาพรรณนิความแห้งแล้ง จำนวน 7 วิธี ได้แก่

1.4.1.1 ดรรชนีความแห้งแล้งแสดงผลกระทบเนื่องจากฝน (Effective Drought Index: EDI)

1.4.1.2 ดรรชนีความแห้งแล้งทางด้านเกษตรกรรมตามฤดูกาลมรสุม (Generalized Monsoon Index: GMI)

1.4.1.3 ดรรชนีความแห้งแล้งของฝนที่ต่างจากค่าปกติ (Standardized Precipitation Index: SPI)

1.4.1.4 ดรรชนีความชื้นที่เป็นประโยชน์สำหรับพืช (Moisture Available Index: MAI)

1.4.1.5 ดรรชนีความแห้งแล้งที่ผิดปกติทางด้านเกษตรกรรม (Aridity Anomaly Index: AI)

1.4.1.6 ดรรชนีความแห้งแล้งที่ตรวจวัดและคำนวณได้จากดาวเทียม (Soil Moisture Estimate: SMest)

1.4.1.7 ดรรชนีความแตกต่างพืชพรรณที่คำนวณได้จากดาวเทียม (Normalized Difference Vegetation Index: NDVI)

1.4.2 สร้างข้อมูลดรรชนีความแห้งแล้งเชิงพื้นที่ (Spatial data) โดยใช้เทคนิค Kriging Interpolation ในระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์และนำเสนอในรูปแบบแผนที่เชิงตัวเลข (Digital Map)

1.4.3 ดำเนินงานจัดซื้อ จัดจ้าง เครื่องมือพร้อมอุปกรณ์ตรวจวัดความชื้นดิน

1.4.4 การออกสำรวจและติดตั้งเครื่องมือเพื่อตรวจวัดความชื้นดิน

1.4.5 นำข้อมูลที่ตรวจวัดความชื้นดินมาหาความสัมพันธ์กับค่าดรรชนีความแห้งแล้งทั้ง 7 ชนิด

1.5 ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับ

1.5.1 มีฐานข้อมูลดรรชนีความแห้งแล้งทั้ง 7 ชนิด ที่จะสามารถนำไปใช้ประโยชน์เพื่อประกอบการตัดสินใจเกี่ยวกับปัญหาภัยแล้ง

1.5.2 แผนที่แสดงดรรชนีความแห้งแล้งของประเทศไทย

1.5.3 เป็นแหล่งเผยแพร่ข้อมูลความแห้งแล้งแก่ผู้สนใจ

2. ความแห้งแล้ง

2.1 ความรู้ทั่วไปด้านความแห้งแล้ง

ความแห้งแล้งในความหมายทางอุตุนิยมวิทยาเกษตรได้เคยมีผู้ที่ศึกษาและรวบรวมโดย Dunkel Zoltan, Haungarian Meteorological Service (2009) มีรายละเอียดพอสรุปได้ดังนี้

2.1.1 ช่วงฝนแล้ง (Drought) ในความหมายที่ทางองค์การอุตุนิยมวิทยาโลกกำหนด (World Meteorological Organization: WMO 1992, No.182) มีอยู่ 2 รูปแบบ คือ

(1) ปริมาณฝนที่ขาดแคลนยึดถือเป็นเวลานานหรือมีปริมาณฝนไม่เพียงพอที่จะนำมาใช้และเป็นสัญญาณบ่งบอกถึงความแห้งแล้งที่เกิดขึ้น

(2) ช่วงเวลาที่มีความผิดปกติที่สภาวะอากาศแห้งยึดถือยาวนานและไม่มีฝนตก เป็นสาเหตุที่รุนแรงที่ทำให้สภาวะน้ำขาดความสมดุลในทางธรรมชาติ

หรือในพจนานุกรมศัพท์ภูมิศาสตร์ ราชบัณฑิตยสถาน กล่าวโดยทั่วไปได้ว่าเป็นช่วงเวลา ซึ่งอากาศแห้งผิดปกติหรือขาดฝน ทำให้เกิดการขาดแคลนน้ำใช้และพืชผลต่างๆ เสียหาย ความรุนแรงของช่วงฝนแล้งนั้นขึ้นอยู่กับความชื้นในอากาศ ระยะเวลาที่เกิดความแห้งแล้ง และความกว้างใหญ่ไพศาลของบริเวณพื้นที่ที่มีความแห้งแล้ง

2.1.2 ฤดูแล้ง (Dry Season) หมายถึงฤดูที่มีปริมาณฝนตกในช่วงระยะเวลาของปีนั้นๆ ที่เกือบจะขาดแคลนน้ำโดยทั่วไป (ในความหมายนี้ส่วนใหญ่จะใช้บริเวณแถบละติจูดต่ำ)

2.1.3 ระยะเวลาแล้ง (Dry Spell) หมายถึงช่วงระยะเวลาที่ขาดแคลนน้ำหรือฝนแล้งที่เกิดขึ้น เป็นบริเวณกว้างแต่ความรุนแรงน้อยกว่าช่วงฝนแล้ง ซึ่งอาจจะกำหนดเป็นช่วงระยะเวลาที่ขาดฝน ไม่น้อยกว่า 1-2 สัปดาห์และช่วงเวลาดังกล่าวไม่มีฝนตกที่สามารถวัดปริมาณฝนได้

2.1.4 แล้งทางบรรยากาศ (Atmospheric Drought) หมายถึงปริมาณความชื้นในบรรยากาศต่ำเกิดการขาดแคลนปริมาณความชื้นสูงมากที่จะทำให้บรรยากาศในขณะนั้นอึดอัด

2.1.5 แล้งทางอุตุนิยมวิทยา (Meteorological Drought) หมายถึงปริมาณฝนโดยเฉลี่ยจะมีปริมาณน้อยกว่าเดิมเมื่อเปรียบเทียบกับช่วงระยะเวลายาวนานในอดีตที่ผ่านมา

2.1.6 แล้งทางอุตุนิยมวิทยาเกษตร (Agricultural Drought) หมายถึง พิจารณาถึงความชื้นในดินพอเพียงที่สามารถจะนำไปใช้ประโยชน์สำหรับพืช โดยจะพิจารณาจากผลผลิตที่ได้จากการเพาะปลูกเปรียบเทียบกับสภาวะที่พืชใช้น้ำปกติ ถ้าผลผลิตที่ได้มีปริมาณน้อยกว่าโดยเฉลี่ยแล้วก็คงเพราะสาเหตุของการขาดแคลนน้ำ

2.1.7 แล้งทางอุตุนิยมวิทยาอุทก (Hydrological Drought) หมายถึงช่วงเวลาของระดับน้ำที่ไหลมีระดับต่ำกว่าปกติ

2.1.8 แล้งทางสรีรศาสตร์ (Physiological Drought) หมายถึง พืชไม่สามารถนำเอาน้ำมาใช้ได้ทั้งๆ ที่มีความชื้นในดินเพียงพอ

2.1.9 แล้งทางสังคมและเศรษฐกิจ (Socioeconomic Drought) ผู้ขายและผู้ซื้อของสินค้าบางชนิดในทางเศรษฐกิจที่เกี่ยวข้องกับธาตุประกอบทางอุตุนิยมิวิทยา อุทกวิทยา และแล้งทางด้านเกษตร

2.1.10 ความแห้งแล้งที่เกิดขึ้นจากการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศและการผันแปรของสภาพอากาศ ซึ่งเกิดขึ้นจากปัจจัย 3 ประการคือ แล้งทางอุตุนิยมิวิทยา แล้งทางด้านเกษตร และแล้งทางอุทกวิทยา ทั้ง 3 ประการนี้จะมีการเปลี่ยนแปลงที่ใช้ระยะเวลายาวนานนำไปสู่ผลกระทบทางเศรษฐกิจ สังคม และสิ่งแวดล้อมประเทศ

แล้งทางอุตุนิยมิวิทยา เกิดจากปัจจัยที่สำคัญได้แก่

- ปริมาณฝนขาดแคลน ซึ่งดูได้จาก ปริมาณฝน ความแรงของฝน เวลาที่ฝนตก
- การไหลซึมของน้ำลดลง การไหลของน้ำลดลง ปริมาณน้ำซึมลงไปดินในระดับที่ลึกและการเพิ่มปริมาณน้ำใต้ดินลดลง

- อุณหภูมิสูงขึ้น ลมมีกำลังแรงขึ้น ความชื้นสัมพัทธ์ต่ำ พลังงานแสงอาทิตย์แรงขึ้น และเมฆปกคลุมท้องฟ้าลดน้อยลง

- เพิ่มการคายน้ำและการระเหยของน้ำมากขึ้น

แล้งทางเกษตร ได้แก่ น้ำในดินขาดแคลน การดูดน้ำของพืชมีปัญหา ปริมาณและผลผลิตทางเกษตรลดน้อยลง

แล้งทางอุตุนิยมิวิทยาอุทก ได้แก่ การลดปริมาณการไหลของน้ำลงในอ่างเก็บน้ำ ทะเลสาบและบ่อและพื้นที่เปียกชื้นและ ที่อยู่ของสัตว์น้ำลดน้อยลงเป็นบริเวณกว้าง

2.2 ธรรมชาติความแห้งแล้ง

ธรรมชาติความแห้งแล้ง คือ ธรรมชาติที่มีความสัมพันธ์กับปัจจัยที่มีผลกระทบสะสมเกิดขึ้นเป็นระยะเวลานานและมีความผิดปกติของความชื้นที่ลดลงและขาดแคลน จากการศึกษาในเรื่องราวของธรรมชาติความแห้งแล้งที่ผ่านมาของนายดันเคิล โซทาน (Dunkel Zoltan, 2009) หน่วยงานอุตุนิยมิวิทยาฮังการี และได้ทำการรวบรวมพิจารณาจัดกลุ่มธรรมชาติความแห้งแล้งที่มีลักษณะคล้ายคลึงกันอยู่ในกลุ่มเดียวกันได้ทั้งสิ้น 6 กลุ่ม ได้แก่

กลุ่มที่ 1.ความผิดปกติของปริมาณฝน (Precipitation anomaly) รูปแบบของความแห้งแล้งมีความสัมพันธ์กับปริมาณฝนในช่วงเวลาก่อนหน้านี้ซึ่งอาจเป็น 3-4 สัปดาห์ถึงหลายๆ ปี ความแห้งแล้งเกิดขึ้นภายหลังฤดูฝนที่ผิดปกติหรือขึ้นกับช่วงเวลา ตัวอย่าง เช่น ความแห้งแล้งทางการเกษตรมีความต่อเนื่องของช่วงเวลาในฤดูหนาวและฤดูร้อนที่แห้ง ธรรมชาติความแห้งแล้งที่

ง่ายที่สุดคือ การคำนวณค่าเบี่ยงเบนที่แตกต่างไปจากค่าปกติของฝน เราสามารถวิเคราะห์จากค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานหรือสามารถหาค่าเบี่ยงเบนโดยเปรียบเทียบจากค่าปกติเพื่อการเปรียบเทียบที่ดีกว่า ธรรมชาติความแห้งแล้งที่อาจจะไม่สามารถสมมุติขึ้นได้ โดยที่ไม่มีการเปรียบเทียบกับค่าของผลผลิตก่อนที่จะตั้งค่าให้ใกล้เคียงสภาพแวดล้อมให้มากที่สุด แล้วจึงกำหนดนิยามของธรรมชาติในระดับความรุนแรงต่างๆ ที่มีการกระจายนั้นขึ้นมา

1. **ดัชนีปริมาณฝน (precipitation index)** คือความแตกต่างของปริมาณฝนกับค่าเฉลี่ยของปริมาณฝน คำนวณจากสูตร

$$\Delta P = P - m(P) \quad (2.1)$$

เมื่อ ΔP คือ ดัชนีปริมาณฝน

P คือ ปริมาณฝนรวมในระยษนาน

$m(P)$ คือ ค่าเฉลี่ยของปริมาณฝนระยษนาน หรือค่ามาตรฐาน หรือค่าปกติทางภูมิอากาศในช่วงเวลานาน

ความคิดปกติของภูมิภาคหรือบริเวณพื้นที่กว้างใหญ่ที่ไม่มีความเป็นอันหนึ่งอันเดียวกันกับเงื่อนไขทางภูมิอากาศที่มีลักษณะแตกต่างกัน ไม่สามารถนำมาเปรียบเทียบกันได้ เพื่อหลีกเลี่ยงปัญหาดังกล่าวนี้ จึงแนะนำถึงความสัมพันธ์กับจำนวนหรือมาตรฐานดังนี้

2. **ความสัมพันธ์ของปริมาณฝนรวม (relative precipitation sum)** คืออัตราส่วนร้อยละของปริมาณฝนต่อค่าเฉลี่ยของปริมาณฝน คำนวณจากสูตร

$$RP = \frac{P}{m(P)} \quad (2.2)$$

เมื่อ RP คือ ร้อยละของ ความสัมพันธ์ของปริมาณฝนรวม

3. **ความสัมพันธ์ผิดปกติ (relative precipitation anomaly)** คือร้อยละความผิดปกติของปริมาณฝนต่อหนึ่งหน่วยของปริมาณฝนเฉลี่ย คำนวณจากสูตร

$$AI = \frac{P - m(P)}{m(P)} \quad (2.3)$$

เมื่อ AI คือ ความสัมพันธ์ผิดปกติ

4. **ดัชนีค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานผิดปกติ (standardized anomaly index)** คือความผิดปกติของปริมาณฝนต่อหนึ่งหน่วยค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของปริมาณฝน คำนวณจากสูตร

$$SAI = \frac{P - m(P)}{d(P)} \quad (2.4)$$

เมื่อ SAI คือ ดัชนีฝนที่ผิดปกติจากมาตรฐาน

$d(P)$ คือ ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของปริมาณฝน

5. **ค่าเฉลี่ยมาตรฐานผิดปกติ (average standard anomaly)** คือค่าเฉลี่ยของความผิดปกติของปริมาณฝนต่อหนึ่งหน่วยค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของปริมาณฝน คำนวณจากสูตร

$$ASA = \frac{\sum_1^K \frac{\Delta P_K}{dP_K}}{K} \quad (2.5)$$

เมื่อ ΔP คือ ปริมาณฝนที่แตกต่างไปจากค่าเฉลี่ย
 dP คือ ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของปริมาณฝน
 K คือ จำนวนข้อมูล

กลุ่มที่ 2. ความแห้งแล้งบรรยากาศ (Atmospheric drought) เป็นสัญญาณที่เป็นมาตรฐานของช่วงเวลาแห้งแล้งที่ความชื้นในบรรยากาศมีปริมาณน้อยขาดแคลนไอน้ำที่ทำให้อิ่มตัวตามปกติ ลักษณะของการวิเคราะห์คุณสมบัติของความแห้งแล้งบรรยากาศ เช่น บางช่วงเวลากการวิเคราะห์ปกติจะสั้นกว่า 1 เดือน บางครั้งไม่กัวัน แต่จำนวนวันต้องติดต่อกัน ซึ่งสามารถบอกถึงสาเหตุที่จะก่อให้เกิดเหตุร้ายเพียงไม่กี่ประเภทก็ได้ ธรรมชาตินี้ยังไม่เป็นที่ยอมรับโดยทั่วไป เช่น (Selyaninov) แต่บางครั้งจะมีคุณค่าที่สามารถแนะนำการปฏิบัติงานด้านชลประทานเป็นอย่างมาก รูปแบบที่ง่ายที่สุดทางสารประกอบทางอุณหภูมิมิทยาเรียกว่า การขาดแคลนปริมาณความชื้นที่จะทำให้บรรยากาศอิ่มตัว (saturated deficit: d) คือปริมาณความชื้นที่จะทำให้บรรยากาศอิ่มตัวในขณะนั้น คำนวณจากสูตร

$$d = E - e = E(1 - f) \quad (2.6)$$

เมื่อ E คือ ความกดไอน้ำที่จุดอิ่มตัว (hPa)
 f คือ ร้อยละความชื้นสัมพัทธ์ของบรรยากาศ
 e คือ ความกดไอน้ำที่ตรวจวัดได้ (hPa)

เกณฑ์ของค่าธรรมชาติ (hPa)	ระดับความแห้งแล้ง
20-29	แห้งแล้งน้อย (weak)
30-39	แห้งแล้งปานกลาง (moderate)
40-49	แห้งแล้งรุนแรง (intensive)
>50	แห้งแล้งรุนแรงมาก (intensive dry spell)

กลุ่มที่ 3. ธรรมชาติความแห้งแล้ง (Aridity index) เป็นธรรมชาติที่มีคุณสมบัติเกี่ยวข้องกับภูมิอากาศมีสัมพันธ์กับปริมาณฝนที่ไม่เพียงพอที่จะนำมาใช้บริหารจัดการกับพืช สำหรับสถานีหนึ่งๆ จะมีระดับความน่าจะเป็นปกติ ซึ่งสามารถคำนวณได้โดยการประยุกต์หรือเลือกค่าที่ใกล้เคียงจากการกระจายตามสมมุติฐานของการประมาณค่ามาตรฐานของสัปดาห์การคายระเหย ซึ่งสามารถพบธรรมชาติความแห้งแล้งชนิดนี้มากมายหลายวิธี วิธีที่ง่ายที่สุดคือ การประมาณค่าการ

ระเหยโดยใช้อุณหภูมิชนิดเดียวหรืออุณหภูมิรวมและ degree days ทฤษฎีพื้นฐานที่อยู่ในรูปแบบดัชนีความแห้งแล้ง ได้แก่

1. อัตราส่วนการคายระเหยต่อปริมาณฝน (Bristov, 1987; Budyko, 1952) ความแตกต่างของดัชนีความแห้งแล้งเป็นค่าประมาณของการระเหยหรือการคายระเหย ซึ่งมีสูตรการคำนวณจาก $\frac{P}{PE}$ หรือ $\frac{P}{\frac{R_n}{L}}$

เมื่อ PE คือ การคายระเหยที่กระจายอยู่ในรูปของฝน

R_n คือ สมดุลพลังงานแสงอาทิตย์

L คือ ความร้อนแฝงของการกลายเป็นไอ

2. ดรรชนีปริมาณฝนของกลาง (Lang's rainfall index) คือ อัตราส่วนของปริมาณฝนเฉลี่ยรายปีต่ออุณหภูมิเฉลี่ยรายปี คำนวณจากสูตร

$$R = \frac{P}{T} \quad (2.7)$$

เมื่อ R คือ ดรรชนีปริมาณฝนของกลาง

P คือ ปริมาณฝนรวมในช่วงเวลาที่ศึกษา

T คือ อุณหภูมิเฉลี่ยในช่วงเวลาที่ศึกษา

3. ดรรชนีความแห้งแล้งของ เดอ มาโทนนี (De Martonne aridity index) จะมี 2 สูตรในการคำนวณ

$$\text{สูตรที่ 1} \quad Ib = \frac{12P}{T + 10} \quad (2.8)$$

$$\text{สูตรที่ 2} \quad Ia = \frac{P}{T + 10} \quad (2.9)$$

เมื่อ Ia และ Ib คือ ดรรชนีความแห้งแล้งของ เดอ มาโทนนี

4. ดรรชนีความแห้งแล้งของโทรนเวท (Thornthwaite index: TI) จะคำนวณเป็นรายเดือนมีสูตรดังนี้

$$TI = 1.65 \left[\frac{P}{T + 12.2} \right]^{\frac{10}{9}} \quad (2.10)$$

ดรรชนี Lang's rainfall index, De Martonne aridity index และ Thornthwaite index ทั้ง 3 ชนิดนี้เป็นดรรชนีสำหรับการเกษตรที่มีความแตกต่างของ degree days อีกชนิดหนึ่งของกลุ่มที่ใช้ประมาณค่า degree days ในดรรชนี Selyaninov index ซึ่งเป็นดรรชนีที่รู้จักคือ hydro-thermal index จะใช้ข้อมูลรายวันในการคำนวณช่วงเวลาที่ศึกษา

5. สัมประสิทธิ์ของ Selyaninov 's hydro-thermal คำนวณจากสูตร

$$HTK = \frac{P}{\sum_{T \geq 10} T} \quad (2.11)$$

เมื่อ T คือ ค่าเฉลี่ยอุณหภูมิรายวันที่มากกว่า 10°C

สัมประสิทธิ์ Selyaninov	ระดับความแห้งแล้ง
0.4-0.7	แห้งแล้งมาก(very dry)
0.7-1.0	แห้งแล้ง(dry)
1.0-1.3	มีความชื้นไม่พอเพียง(insufficiently wet)
>1.3	มีความชื้น(wet)

6. ดรรชนีความแห้งแล้งของเพด (Ped's Drought index: PDI1) ใช้ศึกษาเกี่ยวกับความแปรปรวนของกิจกรรมที่เกี่ยวข้องกับดวงอาทิตย์ซึ่งจะใช้ข้อมูลเป็นรายเดือนของอุณหภูมิและฝน ซึ่งมีสูตรการคำนวณจากสูตร

$$PDI1 = \frac{\Delta T}{d(T)} - \frac{\Delta P}{d(P)} \quad (2.10)$$

เมื่อ ΔT คือ ความผิดปกติของอุณหภูมิ
 ΔP คือ ความผิดปกติของฝน
 $d(T)$ คือ ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของอุณหภูมิ
 $d(P)$ คือ ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของฝน

ไม่ใช่แต่คุณนิยมนิยามวิทยาเพื่อการเกษตรเท่านั้นแต่ยังมีการศึกษาถึงการถ่ายเทพลังงานใกล้ผิวดิน ที่เป็นที่รู้จักกันคือ

7. อัตราส่วนของโบเวน (Bowen ration) (Skvortsov, 1950) มีความสัมพันธ์ระหว่างการถ่ายเทความร้อนแฝงและความร้อนที่รู้สึกได้ เพราะว่ามี ความยุ่งยากในการตรวจวัดจึงได้แปลงอยู่ในรูปของการคำนวณดังนี้

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (2.11)$$

เมื่อ β คือ ดรรชนี อัตราส่วนของโบเวน
 H คือ sensible heat flux ($\text{Wm}^{-2}\text{s}^{-1}$)
 LE คือ latent heat flux ($\text{Wm}^{-2}\text{s}^{-1}$)

นอกจากนี้ยังมีวิธีอื่นๆ อีกมาก เช่น

- Potential water deficit $PE - P$
- Potential evaporation ratio, reciprocal of aridity index $\frac{PE}{P}$
- Aridity index, moisture availability index $\frac{P}{PE}$
- Relative evaporation $\frac{ET}{PE}$

กลุ่มที่ 4 ธรรมชาติความชื้นในดิน (Soil moisture index) ใช้ตรวจวัดหรือคำนวณข้อมูลความชื้นในดิน (Budagovsky, 1956) สามารถหาธรรมชาติความแห้งแล้งได้จากสูตร

1. ความสัมพันธ์ความชื้นที่มีอยู่ในดิน (Relative soil moisture content) ดังนี้

$$RSMI = \frac{W}{AWC} \quad (2.12)$$

เมื่อ $RSMI$ คือ Relative soil moisture index

W คือ ความชื้นในดินที่แท้จริง

AWC คือ ความชื้นในดินที่อิ่มตัวที่ความลึกของดิน 1 เมตร หรือกำหนดให้ตามความลึกของรากพืช

2. ธรรมชาติความแห้งแล้งของเขต 2 (Ped's Drought index2: PDI2) ได้นำเอาแนวคิดของค่ามาตรฐานของปริมาณความชื้นในดินมาคำนวณด้วยกับ PDI1 จึงได้สูตรที่ 2 ดังนี้

$$PDI2 = \frac{\Delta T}{d(T)} - \frac{\Delta P}{d(P)} - \frac{\Delta W}{d(W)} \quad (2.13)$$

เมื่อ $d(w)$ คือ ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของความชื้นในดิน

กลุ่มที่ 5 ธรรมชาติที่มีความเชื่อมโยง (Combined or Recursive indices) เป็นธรรมชาติที่อธิบายถึงความชื้นโดยเงื่อนไขที่มีความสัมพันธ์ในช่วงเวลาชยาวนานโดยการรวมค่าความสัมพันธ์ของสารประกอบทางอุตุนิยมวิทยาที่มีอยู่ที่มีภาพรูขระของเงื่อนไขที่ขัดแย้งกันในช่วงระยะเวลาที่ศึกษา สิ่งที่กำลังมาทั้งหมดนี้มีผลกระทบสะสมที่เกิดขึ้นเป็นเวลานานของความชื้นที่ขาดแคลนในเดือนต่อเดือนนั้นควรมีคุณสมบัติที่มีการกระจาย ธรรมชาติที่ได้มีการพิสูจน์และใช้ประโยชน์ได้สูงเพื่อหาค่าความแห้งแล้งหรือช่วงเวลาแห้งแล้งซึ่งขึ้นอยู่กับค่าจริงที่เกิดขึ้นก่อนหน้านั้นสัมพันธ์กับการผันแปรทางอุตุนิยมวิทยาซึ่งเราเรียกวิธีการนี้ว่า Recursive indices ได้แก่

1. **Foley's anomaly index: FAI** เป็นการรวมฝนรายเดือนที่เกิดขึ้นต่อเนื่องกันคำนวณได้จากสูตร

$$FAI_1 = \Delta P_1 \quad (2.14)$$

$$FAI_K = FAI_{K-1} + \Delta P_K \quad (2.15)$$

เมื่อ ΔP_K คือ ค่าความแตกต่างของค่ามาตรฐานกับค่าที่แท้จริงของฝนในเดือนที่ k

ในที่สุดเราสามารถหาลำดับอนุกรมของดรชนี้รายปีที่ให้ค่าแนวโน้มความแห้งแล้งจากการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศไปยังเป้าหมายได้ (Fensham and Holman, 1999)

2. Bhalme-Mooley drought index: BMDI ได้พิจารณาและดัดแปลงวิธีการของ Palmer drought severity index: PDSI (Alley, 1984) ที่เป็นพื้นฐานในการวิเคราะห์ปริมาณฝนรายเดือนในดรชนี้ Bhalme-Mooley drought index: BMDI ซึ่งมีสูตรการคำนวณดังนี้

$$i_0 = 0 \quad (2.16)$$

$$i_k = c_1 i_{k-1} + \frac{SAI_k}{c_2} \quad (2.17)$$

$$BMDI = \frac{\sum_1^n i_k}{n} \quad (2.18)$$

เมื่อ c_1, c_2 คือ ค่าสัมประสิทธิ์ภูมิภาคของพื้นที่ที่กำหนด

SAI คือ standardized precipitation anomaly index (Bhalme and Mooley, 1980)

คำนวณได้จากช่วงเวลาของพืช จะเริ่มในเดือนเมษายน ถึงกันยายน สุดท้ายจะได้ค่า 1 ค่าที่หามาได้จากทั้งปีที่จะเป็นตัวบ่งบอกถึงสถานะการณ์ของความแห้งแล้ง

3. Palmer drought severity index: PDSI เป็นดรชนี้ที่ใช้ทั่วไปและเป็นที่ยอมรับ ซึ่งเป็นพื้นฐานของการวิเคราะห์สารประกอบของความสมดุลของน้ำผิวดินและเปรียบเทียบกับค่าที่แท้จริงทางด้านภูมิอากาศหรือค่าศักย์ทางฟิสิกส์ การคำนวณ PDSI ขึ้นตอนหลายๆ ขึ้นตอนที่พิจารณาถึงฝนรายเดือน การคายระเหย และความชื้นในดิน โดยทั่วไปมีอยู่หลายวิธีที่สามารถคำนวณค่าศักย์การคายระเหยของน้ำตัวแปรที่เป็นปัจจัยสำคัญของสมดุลของน้ำและเช่นเดียวกันกับขั้นตอนการคำนวณ PDSI, Palmer (Alley, 1984) ได้ประยุกต์รูปแบบของโทรนเวต (Thornthwaite-formula) ซึ่งมีคุณสมบัติทางภูมิอากาศมาเกี่ยวข้องด้วย ต่อมา Blaney-Criddle method จัดทำการประมาณค่าที่ดีกว่า (Alley, 1984) โดยเฉพาะทางเลือกของพืชที่กำหนด PDSI เป็นมาตรฐานที่แตกต่างของภูมิภาคและช่วงเวลาซึ่งใช้ประโยชน์ในการประเมินสำหรับพื้นที่กว้างกับภูมิอากาศที่แตกต่างกันซึ่งมีขั้นตอนการคำนวณดังนี้

ขั้นตอนที่ 1 การนับค่าที่เกี่ยวข้องกับน้ำ (Hydrological accounting) เริ่มคำนวณด้วยสมดุลของน้ำทางภูมิอากาศโดยใช้นุกรมของฝนรายเดือนและอุณหภูมิรายเดือนที่ได้มีการบันทึกไว้ ขบวนการที่มีความชำนาญที่จะนับความชื้นที่เก็บอยู่ในดิน โดยการหารด้วยดิน 2 ระดับที่ไม่มีกฎเกณฑ์ ขึ้นบนสมมุติฐานว่าประกอบด้วยความชื้นที่ใช้ประโยชน์ที่ความจุของสนาม-ไร่ การสูญเสียที่เกิดในชั้นต่ำกว่าขึ้นอยู่กับความจุของความชื้นเริ่มแรก เช่นเดียวกับการคำนวณค่าศักย์ของการคายระเหยของน้ำ (PE) และการใช้ประโยชน์จากน้ำที่มีความจุเต็ม (AWC) การไหลของน้ำสมมุติว่าเกิดขึ้นได้ทั้ง 2 ระดับรวมถึงการรวมความจุความชื้น AWC สำหรับค่า PE หาได้จากการรวมกันของค่าศักย์มากกว่า 3 ค่า ได้แก่ potential recharge คือจำนวนความชื้นที่ต้องการที่ทำให้ดินมีความจุในการอุ้มน้ำ Potential loss คือจำนวนความชื้นที่สามารถสูญหายไปจากดิน

โดยการคายระเหยของน้ำระหว่าง ช่วงเวลาที่ฝนมีค่าเป็นศูนย์ Potential runoff คือค่าความแตกต่างระหว่างฝนกับ potential recharge

ขั้นตอนที่ 2 การคำนวณค่าสัมประสิทธิ์ทางด้านภูมิอากาศ (Calculation of climatic coefficients) คำนวณจากแบบจำลองสมดุลของน้ำสำหรับช่วงเวลาที่มีการบันทึกสภาพอากาศที่ใช้ประโยชน์ ค่าสัมประสิทธิ์รายเดือนจะถูกคำนวณเป็นสัดส่วนระหว่างค่าเฉลี่ยภูมิอากาศของค่าจริงกับค่าศักยภาพของการระเหย recharge การไหลของน้ำ และการสูญหาย ตามลำดับได้แก่

$$\alpha = ET / PE , \beta = actual / potential recharge , \gamma = actual / potrunoff , \delta = loss$$

ขั้นตอนที่ 3 การคำนวณค่าCAFEC (Climatically Appropriate for Existing Condition) สัมประสิทธิ์ถูกใช้หาปริมาณของฝนที่ต้องการสำหรับ CAFEC ดังอย่างเช่น ค่าปกติของสภาพอากาศระหว่างแต่ละเดือน

ขั้นตอนที่ 4 ธรรมชาติความชื้นที่ผิดปกติ (Moisture anomaly index) ความแตกต่างระหว่างค่าจริงของฝนกับ CAFEC ของฝนเป็นตัวบ่งชี้ถึงการขาดแคลนน้ำหรือน้ำส่วนเกินในเดือนนั้นและสถานินั้นซึ่งมีสมการ คือ $D = P - I$, เมื่อ D คือ ค่าแตกต่างของฝนกับค่าCAFEC ของฝน P คือ ปริมาณฝน และ I คือ ปริมาณฝนที่เป็นค่าปกติ

ธรรมชาติความชื้นที่ผิดปกติ (indices of moisture anomaly) มีสมการคือ $Z = K(j)D$ เมื่อ K(j) คือ ค่าน้ำหนักที่กำหนดให้ (weighting factor)

ขั้นตอนที่ 5 การคำนวณความแห้งแล้งรุนแรง ในขั้นตอนสุดท้ายนี้ ธรรมชาติ Z ที่เป็นลำดับอนุกรมเวลาถูกวิเคราะห์เพื่อพัฒนาเกณฑ์มาตรฐานสำหรับการเริ่มต้นและสิ้นสุดของช่วงเวลาของความแห้งแล้งและรูปแบบที่ต้งขึ้นไว้จากการสังเกตในการหาค่า PDSI

ธรรมชาติความแห้งแล้งรุนแรงของปาร์มเมอร์ (Palmer drought severity index) มีสูตรในการคำนวณดังนี้

$$PDSI_k = PDSI_{k-1} + \frac{Z_k}{3} - 0.103PDSI_{k-1} \quad (2.19)$$

หรือ

$$PDSI_k = \frac{Z_k}{3} + 0.897PDSI_{k-1} \quad (2.20)$$

เมื่อ Z คือ ธรรมชาติความชื้นที่ผิดปกติ สมการ PDSI จะใช้ข้อมูลรายเดือนขึ้นอยู่กับข้อมูลเดือนก่อนหน้านั้นและความความชื้นที่ผิดปกติของเดือนจริง เป็นสาเหตุที่มีความสัมพันธ์โดยอัตโนมัติของ PDSI โดยทั่วไป ลำดับช่วงของอนุกรมเวลา PDSI อยู่ระหว่าง -9 และ +9 จะกำหนดให้ค่าที่มากกว่า 4 และ 6 เป็นรุนแรง และอยู่ในเงื่อนไขวิกฤติ ค่าที่กำหนดอาจเปลี่ยนแปลงได้ตามสภาพภูมิประเทศของภูมิภาคของโลก ขณะที่ที่ครั้งแรกได้กำหนดช่วงการกระจายไว้อยู่ระหว่าง -4 และ 4 ซึ่งเป็นการพิจารณาเหตุการณ์ที่เข้าใกล้จุดวิกฤติ โดยที่เหตุการณ์ความแห้งแล้งเกิดขึ้นค่า PDSI ที่คำนวณได้จะมีค่าเป็นลบ ในขณะที่เป็นบวกจะหมายถึงมีความชื้น การ

เปรียบเทียบค่าดัชนีความแห้งแล้งอื่นๆ แล้ว PDSI สามารถแปลงใช้ประโยชน์ได้หลายๆ แบบ และสามารถจำลองความชื้นในดินในแต่ละเดือน และเปรียบเทียบความรุนแรงของเหตุการณ์ความแห้งแล้งในภูมิภาคที่มีภูมิอากาศและฤดูกาลที่แตกต่างกันได้และมีการจัดระดับความรุนแรงดังนี้

PDSI	ระดับความรุนแรงของความแห้งแล้ง
4.0 < PDSI	ชื้นมากเข้าขั้นวิกฤติ(extreme wet)
3.0 < PDSI < 4.0	ชื้นมาก(very wet)
2.0 < PDSI < 3.0	ชื้นปานกลาง(moderate wet)
1.0 < PDSI < 2.0	ชื้นเล็กน้อย(slightly wet)
0.5 < PDSI < 1.0	ชื้นในช่วงเวลาหนึ่ง(wet spell)
-0.5 < PDSI < 0.5	ปกติ(normal)
-1.0 < PDSI < -0.5	แห้งเล็กน้อย(slightly dry)
-2.0 < PDSI < -1.0	แห้งแล้งไม่มาก(mild drought)
-3.0 < PDSI < -2.0	แห้งแล้งปานกลาง(moderate drought)
-4.0 < PDSI < -3.0	แห้งแล้งรุนแรง(severe drought)
PDSI < -4.0	แห้งแล้งเข้าขั้นวิกฤติ(extreme drought)

นอกจากดัชนี PDSIแล้วยังมีดัชนีอื่นๆที่อยู่ในกลุ่มเดียวกันนี้ได้แก่

- ดัชนีมาตรฐานของฝน (Standardized Precipitation Index: SPI)
- ดัชนีน้ำต้นทุนที่ผิวน้ำ (Surface Water Supply Index: SWSI)
- ดัชนีความแห้งแล้งน้ำใช้การได้(Reclamation Drought Index: RDI)
- ดัชนีความแห้งแล้งของปาร์มเมอร์(Palmer Drought Index: PDI)
- ดัชนีความชื้นการเพาะปลูกของปาร์มเมอร์(Palmer Crop Moisture Index: CMI)
- ดัชนีความแห้งแล้งของ Keetch-Byram (Keetch-Byram Drought Index: KBDI)

กลุ่มที่ 6 ดัชนีที่ใช้ข้อมูลการสำรวจระยะไกล (Indices based on remotely sensed information)

การสะท้อนกลับของพืชมีความแตกต่างจากแร่ธาตุที่อยู่ในดินเป็นส่วนใหญ่(Wagner et al., 1996) หาได้จากการดูดกลืนของคลอโรฟิลล์ในช่วงคลื่นสีน้ำเงินและแดง ที่ช่วงคลื่นอินฟราเรดใกล้รังสีจะถูกกระจายออกไปจากใบพืช เหตุผลโดยทั่วไปการสะท้อนกลับสูงจะขึ้นอยู่กับรูปทรงและขนาดของใบพืช สิ่งที่ขัดแย้งกันคือ พืชมีการสะท้อนกลับที่ต่ำในช่วงคลื่น visible ที่มากที่สุด

เป็นลำดับสองเล็กน้อยรอบๆ $0.55 \mu m$ เมื่อพืชมีความเครียดเมื่อขาดน้ำเช่นเดียวกับสิ้นสุดช่วงเวลากการปลูกพืช การดูคลื่นคลอโรฟิลล์น้อยลงและมีอัตราส่วนของช่วงคลื่นอินฟราเรดกับสีแดงหรือการสะท้อนของ visible ลดลง อัตราส่วนนี้เรียกว่า ดรรชนีพืช (vegetation index) ซึ่งมีสูตรการคำนวณดังนี้

$$\text{vegetation index} = \frac{NIR}{VIS}$$

(2.21) เมื่อ NIR คือ รังสีสะท้อนช่วงคลื่นอินฟราเรดใกล้

VIS คือ รังสีสะท้อนช่วงคลื่นสีแดงหรือช่วง visible

การตรวจวัดทางสรีรศาสตร์ของพืชในทางปฏิบัติ normalized difference vegetation index (NDVI) บ่อยครั้งจะถูกนำมาใช้กำหนดสถานะของพืช เพราะว่าสถานะของพืชขึ้นอยู่กับสถานะของน้ำดิน

$$NDVI = \frac{NIR - VIS}{NIR + VIS} \quad (2.22)$$

เราสามารถใช้นدVI เป็น ดรรชนีความแห้งแล้ง ความเครียดเกิดจากการขาดแคลนน้ำเป็นผลในการลดลงของขนาดดรรชนีพืช NDVI มีความยุ่งยากที่จะตีความในกรณีของพืชต่างๆ เพราะว่าการสะท้อนกลับของความยาวคลื่นของดินส่วนมากจะเพิ่มขึ้นเล็กน้อย

อุณหภูมิของผิวพื้นสามารถตรวจวัดจากการสำรวจระยะไกล ความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิใกล้ผิวพื้นและผิวพื้นเป็นตัวชี้อัตราส่วนของ latent และ heat flux ต่อมาได้มีการประมาณค่าโดย Jackson et al. (1981, 1984) ซึ่งเป็นดรรชนีมาตรฐานที่เรียกว่า crop water stress index (CWSI) มีสูตรการคำนวณดังนี้

$$CWSI = \frac{PE - ET}{PE} \quad (2.23)$$

เมื่อ PE คือ ศักย์การคายระเหยของน้ำ

ET คือ การระเหยของน้ำที่แท้จริง

การสำรวจอุณหภูมิผิวพื้นจากระยะไกล ร่วมกับสารประกอบทางอุณหภูมิตัวอื่นๆ เป็นพื้นฐานของ CWSI (Bristow, 1987) ที่ใช้ประโยชน์สำหรับแนะนำระบบทางชลประทาน และความต่อเนื่องของค่ารายวันสามารถใช้เป็นดรรชนีความแห้งแล้งด้วย ความแตกต่างของอุณหภูมิที่ผิวพื้นและใกล้ผิวพื้น (Idso et al., 1981; Seguin et al., 1994) เป็นตัวบ่งบอกถึงความแห้งแล้งอย่างเดียว การใช้ภาพของ degree day สามารถหา stress degree day (SDD) จากสูตร

$$SDD = \sum_K (T_C - T_A) \quad (2.24)$$

เมื่อ T_C คือ อุณหภูมิพื้นผิว (canopy) จากการสำรวจระยะไกล

T_A คือ อุณหภูมิอากาศมาตรฐานที่เป็นช่วงเวลาต่อเนื่องของช่วงแห้ง

ดรชนีความแห้งแล้งสามารถคำนวณได้จากสถานีที่มีการตรวจสภาวะอากาศหรือพื้นที่ที่กว้างใหญ่กว่านั้นโดยการใช้ข้อมูลของหลายๆ สถานี ตัวอย่างค่าเฉลี่ยของพื้นที่ที่สามารถผลิต หรือให้น้ำหนักเฉลี่ยก็จะสามารถคำนวณได้ เป้าหมายในหลายๆ กรณีที่ได้มีการกระจายดังตัวอย่างที่ได้กล่าวไว้แล้วข้างต้น และการให้ความหมายที่ดีของจำนวนหรือการผันแปรทางฟิสิกส์ในมิติต่างๆ ซึ่งสามารถตอบคำถามเกี่ยวกับความแห้งแล้งได้หรือบางครั้ง การตรวจวัดความชื้นในดิน หรือมีเหตุผลที่ดีในการประมาณค่าที่ใช้เป็นประโยชน์ โดยเฉพาะดรชนีความชื้นในดินจากประสบการณ์ที่มีมากกว่านี้ การพิจารณาการรวบรวมข้อมูลและสมรรถนะของเครื่องคำนวณ เราสามารถใช้ดรชนีง่ายๆ (Budyko, 1952) ซึ่งทำได้เร็วแต่ให้ผลไม่ละเอียด หรือเราสามารถเตรียมแผนที่ที่ซับซ้อนด้วยเทคนิคของ GIS (Eitzinger et al., 2008) ประโยชน์ของเทคนิคการสำรวจระยะไกลทำให้ความเป็นไปได้ที่นักวิจัยและผู้ตัดสินใจหลักในการศึกษาบริเวณพื้นที่กว้างขึ้นและเวลาที่ยาวนานกว่าเดิม

2.3 เอกสารที่เกี่ยวข้องกับการศึกษา

2.3.1 ดรชนีความแห้งแล้งด้านอุตุนิยมิวิทยา

Virmani และ Singh (1986) ศึกษาลักษณะภูมิอากาศเกษตรของบริเวณที่ปลูกถั่วลิสงในพื้นที่กึ่งแห้งแล้งบริเวณโซนร้อน 4 แห่ง ได้แก่ 1.อเมริกาใต้ ที่ Campo Grande (บราซิล) 2.แอฟริกาตะวันตก ที่ Dakar (Yoff) (เซเนกัล) และ Kano (ไนจีเรีย) 3.แอฟริกาใต้ ที่ Lilongwe (มาลาวี) 4. เอเชียใต้ ที่ Ahmedabad และ Madras (อินเดีย) โดยการวิเคราะห์ความน่าจะเป็นของ MAI รายเดือนจากข้อมูลฝนระหว่างปี 2474 – 2503 สรุปว่า MAI น้อยกว่า 0.33 ดินมีความชื้นไม่เพียงพอต่อการเจริญเติบโตของพืช MAI อยู่ระหว่าง 0.34 – 0.99 ความชื้นในดินจากฝนจะเพียงพอต่อความต้องการของพืช MAI มากกว่า 1.00 ความชื้นในดินจะมีจำนวนมากเกิน

McKee et al (1993) ได้พัฒนาวิธี SPI ขึ้นมาเพื่อจำแนกและเฝ้าดูสภาวะแห้งแล้ง โดย SPI จะสามารถวิเคราะห์หาสภาวะความแห้งแล้งที่เป็นเหตุการณ์ที่นานๆ จะเกิดขึ้นครั้งหนึ่ง หรือวิเคราะห์หาสภาวะความชุ่มชื้นที่ผิดปกติได้ ณ เวลาที่สนใจในช่วงต่างๆ ของสถานที่ใดก็ตามที่มีการตรวจวัดและบันทึกสถิติปริมาณฝนไว้ในอดีตจนถึงปัจจุบัน ซึ่งในปัจจุบันหน่วยงานที่ใช้ดรชนีนี้อย่างแพร่หลาย เพื่อติดตามความแห้งแล้งในประเทศสหรัฐอเมริกา อาทิ เช่น Colorado Climate Center, the Western Regional Center และ National Drought Mitigation Center

ชลาลัย แจ่มผล (2547) ได้ศึกษาความรุนแรงของความแห้งแล้งในประเทศไทย วิเคราะห์ค่า SPI เพื่อใช้ติดตามระดับความแห้งแล้งในช่วงเวลา 3 , 6 และ 12 เดือน พบว่าในช่วง 3 เดือน ปีที่มีความแห้งแล้งปานกลาง แห้งแล้งรุนแรง และแห้งแล้งที่สุด มากที่สุดได้แก่ปี 2523, 2522, 2537,

2502 และ 2498 ตามลำดับ และในช่วง 6 เดือน ปีที่มีความแห้งแล้งปานกลาง แห้งแล้งรุนแรง และแห้งแล้งที่สุด มากที่สุดได้แก่ ปี 2526, 2522, 2535, 2503, 2523, 2541 และ 2506 ตามลำดับ ส่วนในช่วง 12 เดือน ปีที่มีความแห้งแล้งปานกลาง แห้งแล้งรุนแรง และแห้งแล้งที่สุด มากที่สุดได้แก่ ปี 2522, 2536, 2535, 2503, 2520, 2541 และ 2540 ตามลำดับ

เทวินทร์ โจมทา (2549) ได้ศึกษาธรรมชาติความแห้งแล้งทางอุตุนิยมวิทยาในพื้นที่ประสบภัยแล้งบริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย โดยวิธี AI, PDSI, SPI และ D (Drought Index) ในคาบ 10 ปี พ.ศ. 2536 – 2545 พบว่าในปี 2536 และ 2541 เป็นปีที่มีความแห้งแล้งรุนแรงที่สุดเป็นอันดับหนึ่งและสองตามลำดับ เมื่อพิจารณาแผนที่แสดงพื้นที่ความแห้งแล้งตามค่าดัชนีพบว่าแผนที่แสดงความแห้งแล้งตามค่าดัชนี AI ให้ค่าใกล้เคียงกับแผนที่แสดงพื้นที่เสี่ยงภัยแล้งมากที่สุด ซึ่งการจัดลำดับแผนที่แสดงพื้นที่ความแห้งแล้งตามค่าดัชนีจากมากไปหาน้อยที่ใกล้เคียงกับแผนที่แสดงพื้นที่เสี่ยงภัยแล้ง คือ AI, D, SPI และ PDSI ตามลำดับ

อดิศร สมหวัง (2550) ได้ประเมินผลกระทบของสภาวะฝนในช่วงมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือของปี 2548 โดยวิธี GMI_{NE} ของประเทศไทย พบว่าพื้นที่ส่วนใหญ่ของภาคใต้ของประเทศไทยสามารถปลูกพืชได้โดยไม่มีผลกระทบต่อสภาวะความแห้งแล้ง โดยมีสภาวะความแห้งแล้งอยู่ในเกณฑ์ค่อนข้างแล้งถึงแล้งเป็นบางเดือน ส่วนบริเวณประเทศไทยตอนบนพื้นที่ซึ่งไม่มีผลกระทบต่อสภาวะความแห้งแล้งคือทางตอนบนของภาคเหนือ และบริเวณตะวันตกเฉียงใต้ของภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ภาคกลางตอนล่าง และภาคตะวันออกซึ่งพื้นที่ส่วนใหญ่ของบริเวณที่กล่าวมานี้มีสภาวะความแห้งแล้งอยู่ในเกณฑ์ปกติถึงความชื้นเกินความต้องการ

อภันตรี ยุทธพันธ์ (2551) ได้ศึกษาธรรมชาติความชื้นที่เป็นประโยชน์สำหรับพืชช่วง 10 วันของประเทศไทย โดยวิธี MAI และใช้ข้อมูลของสถานีอุตุนิยมวิทยา กรมอุตุนิยมวิทยา ทั่วประเทศจำนวน 54 แห่ง นำเสนอในรูปแบบของตารางและแผนที่เชิงตัวเลขแสดงค่าบนแผนที่ประเทศไทย พบว่าภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือค่า MAI ส่วนมากจะมีค่าสูงกว่า 0.33 ซึ่งเป็นค่าต่ำสุดซึ่งพืชจะเจริญเติบโตได้ในช่วงกลางเดือนพฤษภาคม-ปลายเดือนกันยายน ภาคกลางค่า MAI บริเวณตอนบนและตอนล่างของภาคจะสูงกว่า 0.33 ในช่วงกลางเดือนพฤษภาคม-กลางเดือนตุลาคม สำหรับบริเวณตอนกลางของภาคค่า MAI สูงกว่า 0.33 เฉพาะในช่วงต้นเดือนกันยายน-ปลายเดือนตุลาคม ภาคตะวันออกค่า MAI มากกว่า 0.33 อยู่ในช่วงปลายเดือนเมษายน-ปลายเดือนตุลาคม บริเวณด้านตะวันออกของภาคจะมีค่ามากกว่าทางด้านตะวันตก ภาคใต้ค่า MAI ส่วนมากมีค่าน้อยกว่า 0.33

2.3.2 การใช้ข้อมูลการรับรู้ระยะไกลเพื่อติดตามสถานะความชื้นในดิน

ความร้อนเฉื่อย (Thermal Inertia) เป็นพารามิเตอร์ที่แสดงความสามารถทางกายภาพของวัสดุที่เป็นตัวนำความร้อนและเก็บความร้อน ซึ่งจะเป็นตัวชี้วัดความสามารถในการเก็บความร้อนของพื้นผิวดินช่วงเวลากลางวันและการคายความร้อนช่วงกลางคืน เทคนิคด้านการรับรู้ระยะไกล (Remote Sensing) สามารถตรวจสอบความชื้นในดินได้อย่างรวดเร็วและครอบคลุมพื้นที่ที่เป็นบริเวณกว้าง เพราะเป็นการวัดในเชิงพื้นที่เป็นปัจจุบัน (real time) และเสียค่าใช้จ่ายค่อนข้างต่ำ การตรวจสอบความชื้นในดินโดยใช้การรับรู้ระยะไกลนั้นมีหลายวิธีที่ได้รับการพัฒนาและใช้ในการติดตามสถานะความชื้นในดิน (Jackson et al. 1988, Moran et al. & Wang et al. 2004) ค่า Thermal Inertia ของน้ำสูงกว่าดินแห้ง การเปลี่ยนแปลงของค่าความชื้นในดินจะทำให้ค่า Thermal Inertia ของผิวพื้นเปลี่ยนแปลง

Watson et al. (1971) ได้มีการพัฒนาแบบจำลองเพื่อหาค่า Thermal Inertia และนำไปประยุกต์ใช้ด้านธรณีวิทยา โดยใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมในช่วงคลื่น Infrared (IR)

Kahle et al. (1975) ได้คำนวณค่า Thermal Inertia จากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมในช่วงคลื่น Infrared และ Visible ขึ้นมาเป็นภาพแรก

Kahle (1977) คัดแปลงแบบจำลองในสมัยก่อนที่อ้างอิงหลักการถ่ายเทรังสีความร้อน (Radiative Heat Transfer) โดยนำค่าการถ่ายเท latent heat และ sensible heat ระหว่างชั้นบรรยากาศและพื้นดินเข้ามาพิจารณาด้วย ลักษณะทั่วไปของทฤษฎีที่ใช้ในการคำนวณค่า Thermal Inertia จากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมถูกกำหนดโดย Price (1977) แต่ทฤษฎีนี้นำไปประยุกต์ใช้ยาก เพราะจำเป็นต้องทราบค่าตัวแปรหลายตัว เช่น ความเร็วลม ความชื้น ซึ่งตรวจวัดจากดาวเทียมได้ยาก

Price (1985) ได้กำหนดค่า Apparent Thermal Inertia แต่ไม่สามารถใช้ได้ในพื้นที่ซึ่งค่าความชื้นมีการเปลี่ยนแปลงบ่อย จากแบบจำลอง Apparent Thermal Inertia นี้

Xue and Cracknell (1995) ได้พัฒนาแบบจำลอง Real Thermal Inertia โดยใช้ค่าความแตกต่างของอุณหภูมิในช่วงกลางวันและกลางคืนเข้ามาพิจารณาด้วย Xue and Cracknell พบว่าแบบจำลองนี้ต้องการตัวแปรที่ได้จากการตรวจภาคสนามเพียงตัวเดียวเพื่อนำมาคำนวณค่า Real Thermal Inertia คือเวลาที่เกิดอุณหภูมิสูงสุดในช่วงเวลากลางวันที่ได้จากสถานีอุตุนิยมวิทยา

Sobrino and Kharraz (1999) ได้จัดทำแผนที่แสดงค่า Thermal Inertia บริเวณคาบสมุทร Iberian โดยพัฒนาขั้นตอนการคำนวณใหม่จากแบบจำลอง Real Thermal Inertia ด้วยการถ่ายภาพภาพถ่ายดาวเทียม NOAA-AVHRR 4 ภาพ เรียกวิธีการนี้ว่า Four Temperature Algorithm (FTA) ประโยชน์หลักของวิธีการนี้ คือ เพื่อให้ได้ค่าความแตกต่างของอุณหภูมิในช่วงกลางวันและกลางคืนจากดาวเทียมโดยไม่ต้องทราบค่าการแผ่รังสีของพื้นผิวและไอน้ำทั้งหมดในบรรยากาศ

Majumdar (2003) ได้ทำแผนที่แสดงค่า Thermal Inertia บริเวณคาบสมุทรอินเดียโดยใช้ข้อมูลจากดาวเทียม Indian National Satellite (INSAT) Very High Resolution Radiometer (VHRR) ในช่วงเวลากลางวันและกลางคืน Mitra and Majumdar (2004) ได้พัฒนาเทคนิคการหาค่า Thermal Inertia เพื่อตรวจหาค่าอุณหภูมิผิวดินและแหล่งน้ำมัน

Xue (1986), Tramutoli et al (2000), Claps and Laguardia (2004) พบว่าค่า Thermal Inertia สามารถคำนวณได้จากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม และค่าความสัมพันธ์นี้มีหลายแบบ เช่น แบบเชิงเส้น (linear) แบบลอการิทึม (logarithm) และแบบเอกโปเนนเชียล (exponential) Ma and Xue (2533) ได้ทำแผนที่ความชื้นในดินบริเวณภาคเหนือของประเทศไทยในช่วงฤดูใบไม้ผลิโดยใช้ข้อมูล AVHRR และอาศัยความสัมพันธ์แบบเอกโปเนนเชียลระหว่างค่า Real Thermal Inertia และค่าความชื้นในดินโดยน้าหนัก

Zhang et al. (2002) ได้คำนวณค่าความชื้นในดินที่เป็นประโยชน์โดยอาศัยค่าความแตกต่างของค่า Thermal Inertia ซึ่งจะขึ้นอยู่กับค่าส่วนประกอบของดิน ชนิดของดินและตัวแปรอื่นๆ ในพื้นที่นั้น เช่น อุณหภูมิอากาศ ความเร็วลม และค่าความต้านทานของดิน โดยสร้างความสัมพันธ์ระหว่างค่าความชื้นในดินที่เป็นประโยชน์, Bowen Ratio, ตัวแปรของรังสีดวงอาทิตย์รวม, apparent thermal inertia และ soil heat flux

2.3.3 การใช้ข้อมูลการรับรู้ระยะไกลวิเคราะห์ดัชนีพืชพรรณ (Normalized Differential Vegetation Indices, NDVI)

Mongkolsawat C. Thirangoon P. and Suwanwerakamtorn R. (2001) การประเมินหาพื้นที่เสี่ยงต่อการเกิดภัยแล้งในภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย โดยใช้ข้อมูล Remote Sensing และเทคโนโลยี GIS ซึ่งแบ่งข้อมูลที่มีผลต่อระดับความรุนแรงของการเกิดภัยแล้งออกเป็น 3 ด้าน ได้แก่ ด้านอุตุนิมวิทยา อุทกวิทยาและลักษณะทางกายภาพของพื้นที่ โดยวิเคราะห์หาพื้นที่เสี่ยงภัยแล้งในแต่ละด้านก่อนที่จะนำแผนที่พื้นที่เสี่ยงภัยแล้งที่ได้จากการวิเคราะห์ข้อมูลทั้ง 3 ด้านนำมาซ้อนทับกันอีกครั้งหนึ่งเพื่อหาพื้นที่เสี่ยงต่อการเกิดภัยแล้งในภาคตะวันออกเฉียงเหนือสำหรับพื้นที่เสี่ยงภัยแล้งด้านอุตุนิมวิทยา ตัวแปรที่นำมาใช้วิเคราะห์ คือ ปริมาณน้ำฝน 264 สถานีวัดน้ำฝนในภาคตะวันออกเฉียงเหนือ โดยวิเคราะห์ดัชนีฝนแล้งด้วยวิธี Rainfall Decile เป็นการคำนวณค่าดัชนีฝน (Decile Range) จากปริมาณฝนรวมรายปี โดยแบ่งข้อมูลปริมาณฝนรายปีออกเป็น 10 ช่วงเท่า ๆ กัน พื้นที่เสี่ยงภัยแล้งด้านอุทกวิทยา ตัวแปรที่นำมาใช้วิเคราะห์ คือ แหล่งน้ำผิวดิน เขตชลประทาน ความหนาแน่นของลำน้ำในพื้นที่ลุ่มน้ำย่อย ปริมาณและคุณภาพน้ำใต้ดิน พื้นที่เสี่ยงภัยแล้งด้านกายภาพ ตัวแปรที่นำมาใช้วิเคราะห์ คือ ลักษณะภูมิประเทศ การระบายน้ำของดิน และการใช้ประโยชน์ที่ดิน ผลการศึกษา ได้แบ่งระดับชั้นของความเสี่ยงเป็น 4 ระดับ ได้แก่ น้อยมาก น้อย ปานกลางและรุนแรง พบว่าพื้นที่เสี่ยงภัยแล้งทางอุตุนิมวิทยาส่วนใหญ่อยู่ในระดับ

ความรุนแรงน้อย คิดเป็นร้อยละ 35.20 พื้นที่เสี่ยงภัยแล้งทางอุทกวิทยาส่วนใหญ่อยู่ระดับความรุนแรงปานกลาง คิดเป็นร้อยละ 38.07 พื้นที่เสี่ยงภัยแล้งทางกายภาพส่วนใหญ่อยู่ระดับความรุนแรงน้อย คิดเป็นร้อยละ 42.78 และทำการประเมินรวมข้อมูลทั้ง 3 ด้าน พื้นที่เสี่ยงภัยแล้งอยู่ในระดับปานกลาง คิดเป็นร้อยละ 32.06

กัลยาณี สุวรรณประเสริฐ (2548) ได้ทำการวิเคราะห์ความเสี่ยงของสภาพหมู่บ้านจากภาวะภัยแล้ง โดยได้พิจารณาปัจจัยที่เกี่ยวข้องกับภาวะภัยแล้ง 3 ปัจจัย ได้แก่ ปัจจัยทางด้านอุทกนิยมนิเวศวิทยา ปัจจัยทางด้านอุทกวิทยา และปัจจัยทางด้านลักษณะทางกายภาพ รวมไปถึงค่าดัชนีพืชพรรณ (NDVI) จากข้อมูลดาวเทียม MODIS โดยได้ทำการวิเคราะห์จากระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ในการให้ค่าถ่วงน้ำหนัก ซึ่งปัจจัยด้านอุทกนิยมนิเวศวิทยาที่นำมาวิเคราะห์ ได้แก่ ความชื้นสัมพัทธ์ ปริมาณน้ำฝน อุณหภูมิ ปัจจัยด้านอุทกวิทยา ได้แก่ ความหนาแน่นของแหล่งน้ำ พื้นที่ชุ่มน้ำ พื้นที่ชลประทาน และปัจจัยด้านกายภาพ ได้แก่ ความสูง ชุดดิน และการใช้ที่ดิน ผลการศึกษาพบว่าประเทศไทยส่วนใหญ่ มีความเสี่ยงจากภัยแล้งในระดับปานกลาง ส่วนพื้นที่ที่มีความเสี่ยงในระดับสูงมีเนื้อที่ร้อยละ 14.05 ของพื้นที่ประเทศไทย ส่วนใหญ่จะกระจายตัวอยู่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ นอกจากนี้ยังพบว่าดัชนีพืชพรรณจากดาวเทียม MODIS สามารถนำมาใช้ในการเฝ้าระวังและติดตามภัยแล้งในระดับภาพรวมของประเทศไทยได้เป็นอย่างดี และมีความสอดคล้องกับฐานข้อมูลหมู่บ้านที่ประสบภัยแล้ง

ณกร วัฒนกิจ และชรัตน์ มงคลสวัสดิ์ (2551) ได้ทำการศึกษา การตรวจวัดความแห้งแล้งในภาคตะวันออกเฉียงเหนือด้วยวิธีดัชนีพรรณพืชมาตรฐานจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมหลายช่วงเวลาจากดาวเทียมเทอร์ราโมดิส (Terra MODIS) เพื่อหาพื้นที่ที่มีค่า NDVI ผิดปกติไปจากค่าเฉลี่ยของ NDVI ในช่วงเวลาเดียวกันซึ่งจะสามารถสะท้อนให้เห็นความแห้งแล้งจากพืชพรรณได้จากผลของการศึกษาพบว่าในเดือนธันวาคม พ.ศ. 2547 เป็นช่วงที่มีพื้นที่ที่มีความแห้งแล้งมากที่สุด คิดเป็นร้อยละ 83.52 รองลงมาในเดือนมกราคม พ.ศ. 2548 คิดเป็นร้อยละ 72.68 การศึกษาครั้งนี้ได้วิธีการในการวิเคราะห์รูปแบบของความแห้งแล้งทั้งในเชิงพื้นที่และเชิงเวลา ซึ่งชี้ให้เห็นว่าข้อมูลจากดาวเทียมหลายช่วงเวลาเทอร์ราโมดิสสามารถระบุรูปแบบของความแห้งแล้งได้อย่างมีประสิทธิภาพและเป็นประโยชน์ในการจัดทำแผนการช่วยเหลือในพื้นที่ได้อย่างทันท่วงที

แคสเสด มงคลสวัสดิ์และชรัตน์ มงคลสวัสดิ์ (2552) ได้ศึกษาแนวทางการใช้ดัชนีพืชพรรณและความชื้นของข้อมูลดาวเทียมหลายช่วงเวลาเพื่อติดตามตรวจสอบความแห้งแล้งจากสภาวะด้านชีพลักษ์ของป่ามรสุมเขตร้อนในภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย โดยใช้ข้อมูลจากดาวเทียมเทอร์ราโมดิสตรวจวัดความเปลี่ยนแปลงโดยเทคนิคผลต่างภาพดัชนีผลต่างพืชพรรณ (NDVI) ดัชนีผลต่างความชื้น (NDWI) และดัชนีเน้นภาพพืชพรรณ (EVI) และดำเนินการหา

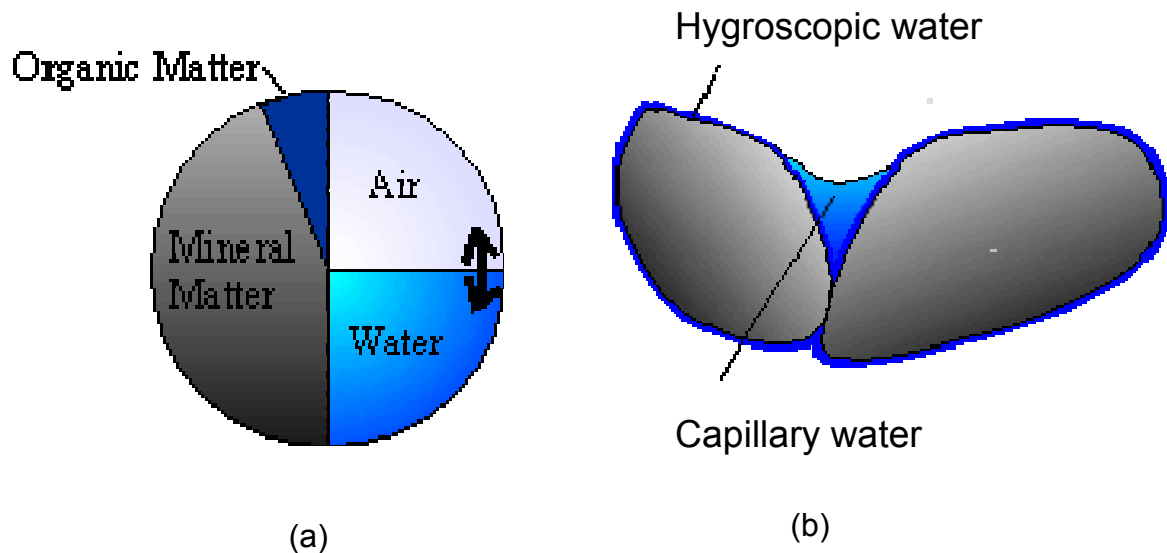
ความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรปริมาณน้ำฝนกับความเปลี่ยนแปลงของค่าดัชนีเหนือพื้นที่ ผลลัพธ์ที่ได้บ่งบอกว่าความเปลี่ยนแปลงของสถานะชีพลักษณะของพืชพรรณที่ปกคลุมที่แตกต่างกันสามารถชี้ถึงรูปแบบเชิงเวลาและพื้นที่ของความแห้งแล้งได้ แสดงให้เห็นในค่า dNDVI, dNDWI และ dEVI ของภาพถ่ายต่างวันที่ครอบคลุมเหนือพื้นที่พืชพรรณหลากหลายประเภท ป่าเต็งรังและป่าเบญจพรรณหรือป่าผสมผลัดใบมีความไวต่อสถานะแห้งแล้ง และแสดงสถานะชีพลักษณะ คือการทิ้งใบออกมาอย่างเด่นชัด ภาพผลต่าง NDVI และ EVI (dNDVI และ dEVI) บ่งบอกความแตกต่างระหว่างพื้นที่ของพืชพรรณที่ปกคลุม ค่า dNDVI และ dEVI ที่สูงกว่าหมายถึงระดับของความเปลี่ยนแปลงที่สูงกว่า ค่า dNDWI แสดงความแตกต่างที่เกี่ยวข้องกับการผสมผสานระหว่างพืชพรรณที่ปกคลุมกับปริมาณน้ำในพื้นที่ รูปแบบเชิงพื้นที่และเวลาของความแห้งแล้งสามารถบอกได้จาก dNDWI ประกอบกับ dNDVI และ dEVI แทนที่การใช้ข้อมูลทางอุตุนิยมวิทยาหรือในกรณีที่มีข้อมูลด้านภูมิอากาศมีไม่เพียงพอหรือไม่ครอบคลุมพื้นที่

Wipulanusat W., Nakrod S. and Prabnarong P. (2009) ศึกษาการประเมินพื้นที่เสี่ยงภัยทางธรรมชาติ (พื้นที่ภัยแล้งและน้ำท่วม) ในลุ่มน้ำปากพนัง จังหวัดนครศรีธรรมราช โดยการศึกษาและรวบรวมข้อมูลต่างๆ ที่จะใช้ในการวิเคราะห์จากรายงาน เอกสาร ผู้เชี่ยวชาญ และหน่วยงานที่เกี่ยวข้อง และแบ่งวิธีการวิเคราะห์ออกเป็น 4 ขั้นตอน ได้แก่ การวิเคราะห์พื้นที่เสี่ยงภัยแล้ง การวิเคราะห์พื้นที่เสี่ยงน้ำท่วม การวิเคราะห์พื้นที่เสี่ยงภัยทางธรรมชาติ และการเสนอแนะการวางยุทธศาสตร์ความเสี่ยงแบบมีส่วนร่วมของประชาชน ข้อมูลที่ใช้ในการวิเคราะห์ทั้งหมดประกอบไปด้วย แผนที่สภาพภูมิประเทศ ภาพถ่ายทางอากาศ ข้อมูลดิน ข้อมูลแหล่งน้ำ ข้อมูลพื้นที่ชลประทาน ข้อมูลภูมิอากาศ ข้อมูลความลาดชัน ข้อมูลพื้นที่ลุ่มน้ำ ข้อมูลธรณีวิทยา และข้อมูลขอบเขตการปกครอง การวิเคราะห์พื้นที่เสี่ยงภัยแล้งแบ่งออกเป็น 3 ระดับเหมือนกัน ได้แก่ พื้นที่เสี่ยงภัยต่ำ ปานกลาง และสูง แล้วนำมาวิเคราะห์ร่วมกับชั้นข้อมูลความหนาแน่นของประชากรและการใช้ประโยชน์ที่ดินอีกครั้งหนึ่ง โดยกำหนดค่าน้ำหนักและค่าปัจจัยในการวิเคราะห์ พื้นที่เสี่ยงภัยแล้งที่ได้จากการวิเคราะห์ นำไปใช้เป็นแนวทางในการวางแผนและป้องกัน ไม่ว่าจะเป็นการหาเครื่องมือที่มีประสิทธิภาพที่จะสามารถช่วยบรรเทาหรือแก้ไขเหตุการณ์ที่จะเกิดขึ้นทั้งภัยแล้งและน้ำท่วม เช่น การสร้างประตุน้ำ เครื่องมือตรวจวัดระดับน้ำ ช่องทางระบายน้ำ ทำนบน้ำ การวางแผนการใช้ที่ดิน ระบบเตือนภัย การอพยพ และการสูญเสียทรัพย์สินต่างๆ เป็นต้น ตลอดจนการมีส่วนร่วมของประชาชนในการสอดส่องดูแล ขอมรับการเปลี่ยนแปลงที่เกิดขึ้น และให้ความร่วมมือแก่การปฏิบัติงานของเจ้าหน้าที่

3. ความชื้นในดิน

3.1 ความชื้นในดิน (Soil Moisture or Soil Water Content)

โดยทั่วไปดินจะประกอบด้วย 3 สถานะ คือส่วนที่เป็นของแข็งหรือเนื้อดินที่ประกอบด้วยแร่ (mineral matter) และสารอินทรีย์ร่ววัตถุ (organic matter) ส่วนที่เป็นของเหลวที่ประกอบน้ำ (water) ส่วนที่เป็นก๊าซประกอบด้วย อากาศ (air) และไอน้ำ (water vapor) ตามรูปที่ 3.1(a) ดังนั้นส่วนที่เป็นของเหลวหรือน้ำในดินจะเป็นความชื้นของดินคือ ปริมาณน้ำที่ถูกอนุภาคของดินดูดยึดไว้ทำให้น้ำที่แทรกซึมลงในดินยังคงค้างอยู่ตามช่อง (capillary water) หรือเคลือบเป็นฟิล์มรอบอนุภาค (hygroscopic water) ตามรูปที่ 3.1(b) ถ้าในส่วนของช่องว่างในดินมีน้ำอยู่เต็มไม่มีก๊าซอยู่เลยเรียกว่า ดินที่อิ่มตัวด้วยน้ำ (saturated soil) แต่ถ้าในช่องว่างของดินมีทั้งน้ำและก๊าซอยู่ด้วย เรียกว่า ดินที่ไม่อิ่มตัว (unsaturated soil) ดังนั้น ดินที่ใช้ในการทำการเกษตรส่วนใหญ่ คือ ดินที่ไม่อิ่มตัว ความชื้นในดินมีความสำคัญเป็นอย่างยิ่งสำหรับสิ่งมีชีวิตในดิน ได้แก่ สัตว์ พืช หรือ จุลินทรีย์ เนื่องจากน้ำเป็นองค์ประกอบที่สำคัญของพืชและสัตว์ เพื่อใช้ในขบวนการเมตาบอลิซึม (metabolism) ต่าง ๆ เช่น ขบวนการสังเคราะห์แสงของพืชและจุลินทรีย์ในดินบางชนิด



รูปที่ 3.1(a) Three-Phase System of Soil Structure (b) ปริมาณน้ำที่ถูกอนุภาคของดินดูดยึดไว้
ที่มา (<http://www.css.cornell.edu/faculty/hmv1/watrsoil/theta.htm>)

3.2 ความชื้นดินในภาคสนาม (Field Soil Water Content)

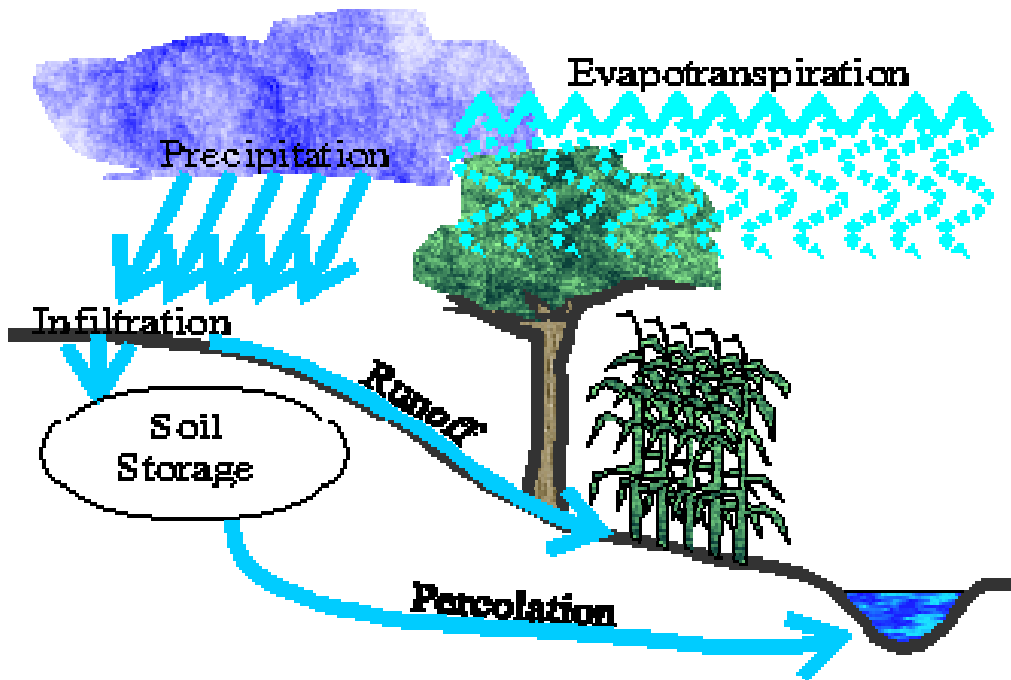
ระดับความชื้นดินในภาคสนามมีค่าตั้งแต่ความชื้นของดินที่แห้ง (air-dried water content) หรือ hygroscopic coefficient ไปจนถึงดินที่อิ่มตัวด้วยน้ำ (saturation point) ขึ้นกับฤดูกาล การจัดการดิน สมบัติของดิน สามารถแบ่งออกได้เป็น 4 ระดับตามตารางที่ 3.1

ตารางที่ 3.1 Four standard water contents that are routinely measured and used

Name	Notation	Suction pressure (J/kg or kPa)	Typical water content (vol/vol)	Description
Saturated water content	θ_s	0	0.2–0.5	Fully saturated water, equivalent to effective porosity
Field capacity	θ_{fc}	-33	0.1–0.35	Soil moisture 2–3 days after a rain or irrigation
Permanent wilting point	θ_{pwp} or θ_{wp}	-1500	0.01–0.25	Minimum soil moisture at which a plant wilts
Residual or air-dried water content	θ_r	$-\infty$	0.001–0.1	Remaining water at high tension

ที่มา (http://en.wikipedia.org/wiki/Water_content)

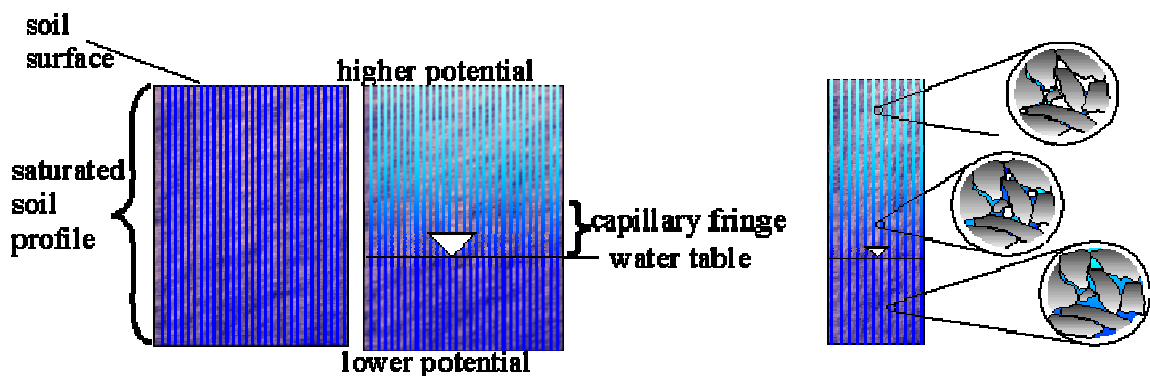
หลังจากฝนตก หรือให้น้ำใหม่ๆ ดินชั้นบนจะมีระดับความชื้นเท่ากับจุดอิ่มตัว (saturation) เป็นระดับที่เนื้อดินเต็มไปด้วยน้ำ และมีความชื้นในดินประมาณ 20 – 50 เปอร์เซ็นต์ ที่ระดับนี้เนื้อดินจะไม่ยึดเกาะน้ำทำให้ไม่ต้องใช้แรงดันในการนำน้ำออกจากอนุภาคดิน จึงเป็นการง่ายที่น้ำจะซึมซาบลงไปดินชั้นล่าง (percolation) น้ำที่ซึมซาบลงไปดินชั้นล่างชั่วระยะเวลาหนึ่งก็จะหยุดซึมซาบ น้ำจะถูกเก็บกักไว้ในดิน (soil storage) ซึ่งเป็นดินที่ไม่อิ่มตัวตามรูปที่ 3.2



รูปที่ 3.2 Partitioning Water Flow

ที่มา (<http://www.css.cornell.edu/faculty/hmv1/watrsoil/theta.htm>)

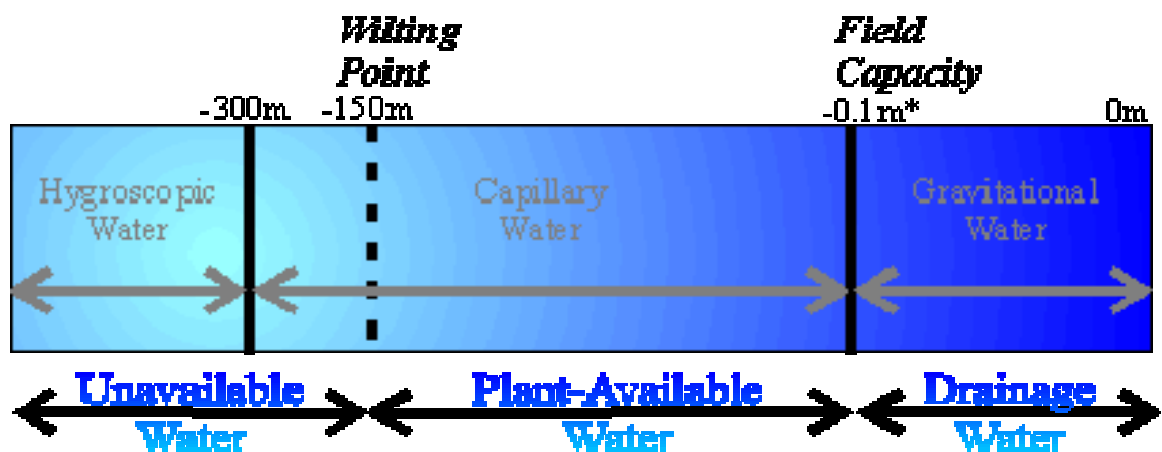
ในขณะที่น้ำในชั้นดินไม่อิ่มตัวที่ถูกเก็บกักไว้ในดินชั้นบนนั้น ระดับความชื้นในดินชั้นบนจะค่อนข้างคงที่ เรียกว่า ความจุภาคสนาม (Field Capacity, FC) ซึ่งเป็นระดับที่ต้องใช้แรงดันมากกว่า 33 kPa จึงจะนำน้ำออกจากเนื้อดินได้ และมีระดับความชื้นในดินประมาณ 10 – 35 เปอร์เซ็นต์ ที่จุดนี้ น้ำจะขังอยู่ในช่องที่มีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลาง $\leq 50 \mu\text{m}$ น้ำส่วนเกินที่ขังในช่องที่โตกว่านี้ เรียกว่า Gravitation water หรือน้ำซึมลึก (Drainage water) ซึ่งจะถูกอิทธิพลแรงดึงดูดของโลกทำให้เคลื่อนออกไปจากดินไปสู่ระดับน้ำใต้ดิน พืชจึงใช้ประโยชน์จากน้ำในดินประเภทนี้ได้ น้อยมากตามรูปที่ 3.3



รูปที่ 3.3 ความชื้นในดินที่มีระดับความชื้นไม่อิ่มตัว และความชื้นที่ระดับความจุสนาม

ที่มา (<http://www.css.cornell.edu/faculty/hmv1/watrsoil/theta.htm>)

เมื่อเวลาผ่านไป น้ำที่ขังในช่อง $\leq 50 \mu\text{m}$ ที่เป็นระดับความชื้นระดับความจุสนามจะไหลไปมาช้าๆ ในดิน เปรียบเหมือนน้ำที่อยู่นิ่ง ซึ่งถูกรากพืชดูดไปใช้และคายน้ำออกทางใบ (Transpiration) และระเหยจากผิวน้ำดินโดยตรง (Evaporation) ต่อไปน้ำจะค่อยๆ ระบายสู่ส่วนลึก (Drainage) ที่จุดนี้ระดับความชื้นในชั้นความจุสนามจะลดลงเรื่อยๆ จนถึงจุดเหี่ยวถาวร (Permanent Wilting Point, PWP) ที่จุดนี้จะมีระดับความชื้นในดินประมาณ 1 – 25 เปอร์เซ็นต์ และจะต้องใช้แรงดันถึง 1,500 kPa เพื่อจะนำน้ำออกจากเนื้อดิน ทำให้รากพืชไม่สามารถที่จะดูดน้ำจากดินได้อีก พืชจะแสดงอาการเหี่ยวถาวรโดยไม่ฟื้นหากไม่เติมน้ำ ตอนนี้น้ำจะขังอยู่ในดินที่มีช่องขนาด $< 0.2 \mu\text{m}$ และมีความชื้นในดินประมาณ 0.1 – 10 เปอร์เซ็นต์ ซึ่งเป็นระดับความชื้นผึ่งแห้ง (Air dried water content) หรือ Hygroscopic coefficient ที่จุดนี้ น้ำที่เคลือบอนุภาคดินมีแรงดึงดูดสูงมากต้องใช้แรงดันมหาศาลที่จะนำน้ำออกจากเนื้อดิน ดังนั้นความชื้นในดินที่มีประโยชน์ต่อพืช (Available water) จะอยู่ในช่วงระหว่างความชื้นระดับความจุสนามและจุดเหี่ยวถาวร ซึ่งมีช่องว่างของดินที่มีขนาดระหว่าง $0.2 - 50 \mu\text{m}$ ตามรูปที่ 3.4



รูปที่ 3.4 Soil Water Storage

ที่มา (<http://www.css.cornell.edu/faculty/hmv1/watrsoil/theta.htm>)

น้ำที่เป็นประโยชน์ต่อพืชจะมากหรือน้อยขึ้นอยู่กับเนื้อดินเป็นหลัก พบว่าน้ำที่เป็นประโยชน์ต่อพืชของดินเหนียวที่เป็นดินเนื้อละเอียดจะมีช่วงกว้างกว่าดินร่วนและดินทราย ถ้าเนื้อดินเป็นดินทรายการให้น้ำต้องบ่อยครั้งมากกว่าดินร่วนและดินเหนียว ในการหาน้ำที่เป็นประโยชน์ต่อพืชหาได้ดังนี้ น้ำที่เป็นประโยชน์ = ความชื้นที่ความจุสนาม - ความชื้นที่จุดเหี่ยวถาวร สามารถแสดงความสัมพันธ์ระหว่างความชื้นของดินในระดับต่างๆ กับเนื้อดิน ดังตารางที่ 3.2

ตารางที่ 3.2 ความสัมพันธ์ระหว่างความชื้นในดินในระดับต่างๆ กับเนื้อดิน

ระดับความชื้นในดิน (%)				
เนื้อดิน	จำนวนตัวอย่าง	ความจุความชื้นในภาคสนาม	จุดเหี่ยวถาวร	น้ำที่เป็นประโยชน์ต่อพืช
หยาบ	4	5.5	2.0	3.5
ค่อนข้างหยาบ	5	22.2	12.0	10.2
ปานกลาง	9	34.6	20.3	14.3
ค่อนข้าง	6	33.8	21.3	12.5
ละเอียด	9	33.5	20.2	13.3
ละเอียด				

ที่มา (เกษมศรี ชับซ้อน, 2541, หน้า 43)

ในทางการเกษตรกล่าวได้ว่า ความชื้นในดินเป็นตัวแปรหนึ่งที่มีความสำคัญเป็นอย่างยิ่งที่จะบ่งบอกถึงสถานการณ์ทางการเกษตร ในขณะที่ดินที่มีความแห้งแล้งมากพืชจะคายน้ำลดลง เพราะน้ำในดินจะถูกเนื้อดินยึดด้วยแรงดึงดูดที่สูงมากทำให้รากพืชดูดน้ำได้น้อยลง เมื่อความชื้นในดินลดลงต่ำกว่าจุดเหี่ยวถาวร รากพืชไม่สามารถที่จะดูดน้ำจากดินได้อีก พืชจะแสดงอาการเหี่ยวถาวรและจะหยุดการคายน้ำอย่างสิ้นเชิง ทำให้พืชชงักการเจริญเติบโตและล้มตายในที่สุดหากไม่มีการให้น้ำจากการชลประทาน สามารถกล่าวได้ว่า สภาพที่ดินมีความแห้งแล้งมากและความชื้นในดินน้อยกว่าจุดเหี่ยวถาวรที่ทำให้พืชหยุดการเจริญเติบโตและล้มตายนี้ เป็นเงื่อนไขในการเกิดสภาวะแห้งแล้งทางการเกษตร (agricultural drought) ดังนั้นการตรวจวัดความชื้นในดินในภาคสนามจึงมีความสำคัญต่อการจัดการชลประทานเพิ่มผลผลิตทางการเกษตร

3.3 การวัดความชื้นในดิน (Measuring Water Content)

การวัดความชื้นในดินเป็นการวัดจำนวนของน้ำในดินซึ่งจะวัดเป็นระดับความชื้น (Water content) คือ สัดส่วนระหว่างปริมาณของน้ำกับปริมาณของดินที่น้ำนั้นบรรจุอยู่

3.3.1 ระดับความชื้นโดยมวล (Mass water content)

$$\theta_m = \frac{m_w}{m_s} \quad (3.1)$$

เมื่อ m_w คือ มวลของน้ำในดิน

m_s คือ มวลของดินแห้ง

ดินแห้งสนิท = ดินที่ผ่านการอบแห้งในเตาอบที่อุณหภูมิ 105 - 110°C จนมีมวลคงที่

3.3.2 ระดับความชื้นโดยปริมาตร (Volume water content)

$$\theta_v = \frac{V_w}{V_b} \quad (3.2)$$

เมื่อ V_w คือ ปริมาตรของน้ำในดิน

V_b คือ ปริมาตรรวม (bulk volume)

หรือหาได้จาก

$$\theta_v = \frac{\rho_v \theta_m}{\rho_w} \quad (3.3)$$

เมื่อ ρ_v คือ ความหนาแน่นรวมของดิน

ρ_w คือ ความหนาแน่นรวมของน้ำ

θ_m คือ ระดับความชื้นโดยมวล

3.4 การตรวจวัดความชื้นในดิน (Soil Moisture Measurement)

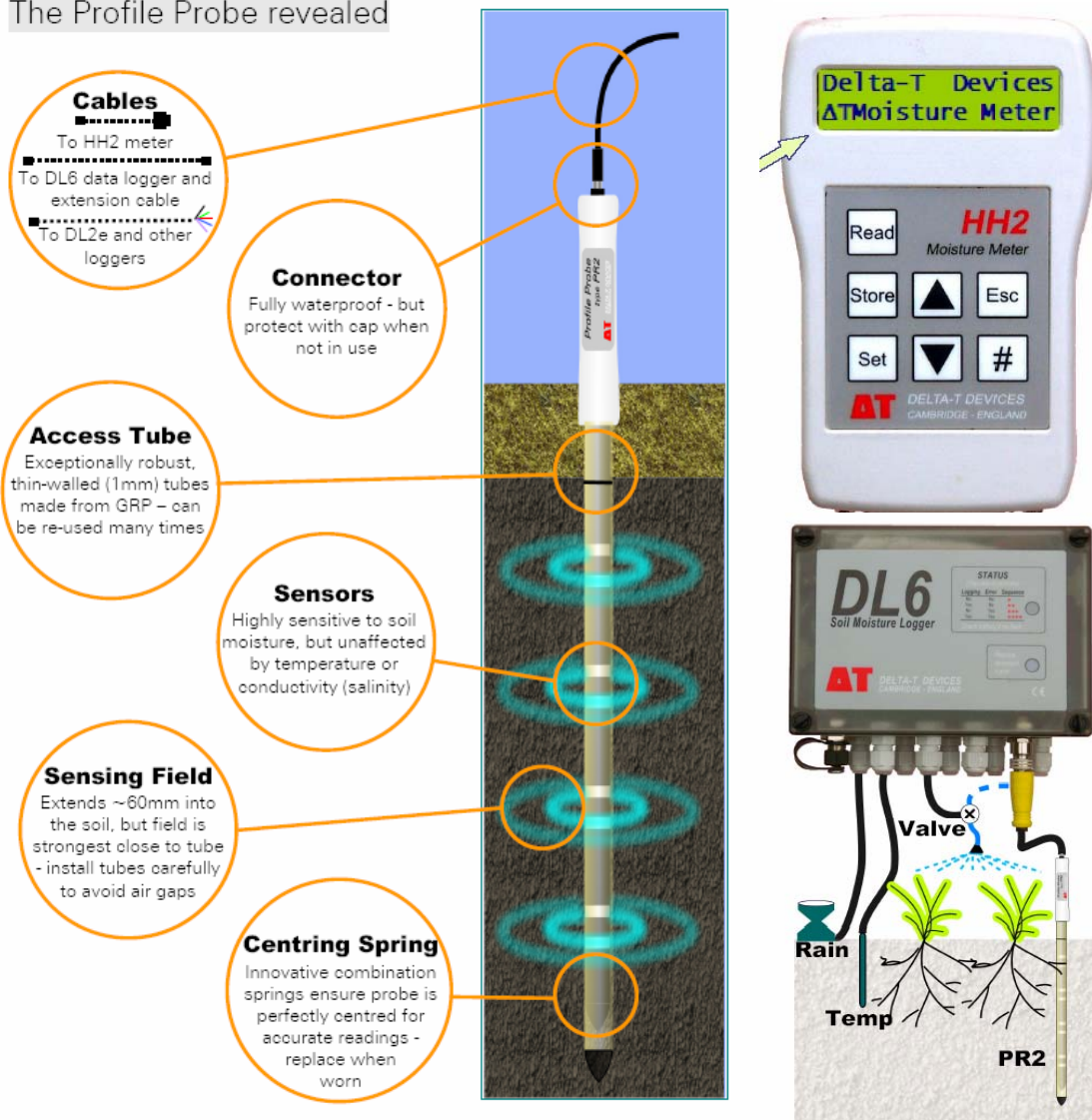
เครื่องมือสำหรับใช้ตรวจวัดความชื้นในดิน สามารถทำการตรวจวัดความชื้นในดินได้โดยตรงในภาคสนาม (Field measurement method) หรือทางอ้อมโดยการแปลภาพถ่ายจากดาวเทียม (Satellite remote sensing method) ซึ่งการแปลภาพถ่ายดาวเทียมจะใช้ในการประมาณค่าความชื้นในดินที่ระดับผิวพื้น (surface soil moisture) สำหรับการตรวจวัดโดยตรงในภาคสนามสามารถตรวจวัดความชื้นของดินในระดับความลึกต่างๆขึ้นอยู่กับชนิดของเครื่องมือ ในที่นี้จะกล่าวถึง profile probe ชนิด PR2 ซึ่งผลิตโดยบริษัท Delta-T Devices Ltd. ประเทศอังกฤษ

การตรวจวัดความชื้นในดินโดย Profile probe PR2

Profile probe PR2 เป็นเครื่องมือที่ใช้ตรวจวัดระดับความชื้นในดินที่ระดับความลึกของชั้นดินประมาณ 4-6 ระดับชั้นขึ้นอยู่กับความยาวของเครื่องมือ และสามารถตรวจวัดได้อย่างต่อเนื่องตลอดชั้นดิน Probe PR2 จะประกอบด้วยแท่งที่ถูกครอบด้วย Polycarbonate ที่มีเส้นผ่าศูนย์กลางประมาณ 25 mm และภาคส่งสัญญาณอิเล็กทรอนิกส์ (electronic sensors) ที่กำหนดขนาดและระยะทางในการส่งสัญญาณตลอดความยาวของ Probe PR2 ขั้นตอนในการตรวจวัดข้อมูลจะต้องนำ Probe PR2 ใส่ในท่อ Access tube เพื่อป้องกันไม่ให้สัมผัสดินโดยตรง Access tube เป็นท่อไฟเบอร์กลาสที่มีผนังบางเพื่อให้สนามแม่เหล็กไฟฟ้าผ่านไปยังผิวดินรอบข้างได้สูงสุด ผลที่ได้จากการตรวจวัดจะอยู่ในรูป DC voltage ซึ่งสามารถแปลงค่ากับมาเป็นความชื้นในดิน โดยข้อมูลที่ตรวจวัดได้สามารถเก็บอย่างต่อเนื่องใน Data logger DL6 หรืออ่านได้โดยตรง HH2 meter ตามรูปที่



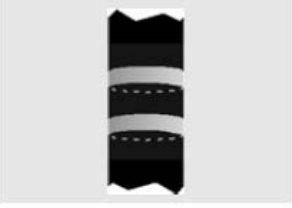

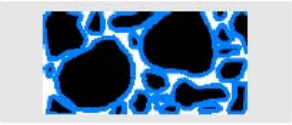
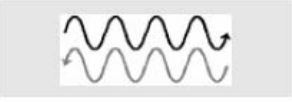
3.5

The Profile Probe revealed



รูปที่ 3.5 Profile probe PR2 และส่วนประกอบ

ที่มา (Delta-T Devices Ltd. (2004). Profile Probe typePR2 Quick Start Guide Version 1.0)

a		When power is applied to the <i>Profile Probe</i> ...
b		...it creates a 100MHz signal (similar to FM radio).
c		The signal is applied to pairs of stainless steel rings....
d		... which transmit an electromagnetic field extending about 100mm into the soil. The field passes easily through the access tube walls, but less easily through any air gaps.
e		The water content of the soil surrounding the rings...
f	ϵ	...dominates its permittivity . (A measure of a material's response to polarisation in an electromagnetic field. Water has a permittivity ≈ 81 , compared to soil ≈ 4 and air ≈ 1)
g		The permittivity of the soil has a strong influence on the applied field...
h	V_{out}	...resulting in a stable voltage output that...
i	soil Moisture 22 %	...acts as a simple, sensitive measure of soil moisture content .

รูปที่ 3.6 ขั้นตอนการทำงานของ Profile probe PR2

ที่มา (Delta-T Devices Ltd. (2004). User Manual for the Profile Probe typePR2, page 8)

การทำงานของ Profile probe PR2 จะใช้หลักการ Frequency domain reflectometry โดยมีขั้นตอนการทำงานตามรูปที่ 6 เมื่อให้พลังงานแก่ Profile probe PR2 (ตามรูป a) Probe PR2 จะสร้างสัญญาณความถี่ 100 MHz (ตามรูป b) สัญญาณจะส่งไปยังคู่ของแผ่นวงแหวนสแตนเลส (ตามรูป c) ซึ่งจะส่งสนามแม่เหล็กไฟฟ้าเข้าไปในดินประมาณ 100 mm ซึ่งสนามแม่เหล็กไฟฟ้าจะผ่าน Access

tube อย่างง่ายตาย แต่จะผ่านช่องอากาศได้ยาก (ตามรูป d) และส่งผ่านไปหาระดับความชื้นในดินที่อยู่รอบๆ วงแหวน (ตามรูป e) ซึ่งแปรผันตามอัตราความจุกระแสไฟฟ้า (permittivity) ที่วัดจากการตอบสนองค่า Polarisation ในสนามแม่เหล็กของสสาร ซึ่งน้ำมีค่าอัตราความจุกระแสไฟฟ้าประมาณ 80 ดินมีค่าประมาณ 4 และอากาศมีค่าประมาณ 1 (ตามรูป f) โดยที่ค่าอัตราความจุกระแสไฟฟ้าของดินมีอิทธิพลอย่างมากต่อสนามแม่เหล็กไฟฟ้าที่ให้ไป ทำให้สนามเหล็กไฟฟ้ามีกำลังอ่อนลง (ตามรูป g) ซึ่งค่าที่วัดได้จะอยู่ในรูปของความต่างศักย์ไฟฟ้า (voltage) ที่คงที่ (ตามรูป h) ที่สามารถแปลงค่ากลับมาเป็นเปอร์เซ็นต์ปริมาณของความชื้นในดิน (ตามรูป i) การแปลงค่าจากความต่างศักย์ไฟฟ้ามาเป็นเปอร์เซ็นต์ปริมาณของความชื้นในดิน แสดงดังในตารางที่ 3.3

ตารางที่ 3.3 การแปลงค่าจากความต่างศักย์ไฟฟ้ามาเป็นเปอร์เซ็นต์ปริมาณของความชื้นในดิน

<i>soil moisture</i>		<i>mineral soil</i>	<i>organic soil</i>
$m^3 .m^{-3}$	%vol	Volt	Volt
0	0	0.257	0.177
0.05	5	0.379	0.280
0.10	10	0.497	0.394
0.15	15	0.595	0.501
0.20	20	0.677	0.590
0.25	25	0.749	0.667
0.30	30	0.810	0.734
0.35	35	0.860	0.793
0.40	40	0.899	0.843
0.45	45	0.930	0.882
0.50	50	0.956	0.914
0.55	55	0.977	0.940
0.60	60	0.995	0.962
0.65	65	1.011	0.981
0.70	70	1.026	0.997
0.75	75	1.038	1.012
0.80	80	1.050	1.025
0.85	85	1.060	1.037
0.90	90	1.070	1.048
0.95	95	1.079	1.057
1.00	100	1.088	1.067

ที่มา (Delta-T Devices Ltd. (2004). User Manual for the Profile Probe typePR2, page 20)

4. ทฤษฎีที่นำมาใช้ในการศึกษา

ดัชนีความแห้งแล้ง คือค่าของดัชนีที่มีความสัมพันธ์กับบางปัจจัยที่มีผลกระทบสะสมที่เกิดขึ้นเป็นเวลานานและความชื้นที่ขาดแคลนผิดปกติ ได้แก่ ฝนที่ผิดปกติ บรรยากาศแห้ง ความแห้งแล้ง ซึ่งเกิดขึ้นจากคุณสมบัติของภูมิอากาศสัมพันธ์กับฝนที่ไม่พอเพียงที่จะใช้บริหารจัดการกับพืชผัก ความชื้นในดิน การรวบรวมสิ่งต่างๆที่เกิดขึ้นจะเป็นข้อมูลข่าวสารหรือสิ่งที่เคยเกิดขึ้นเป็นวัฏจักร และข้อมูลข่าวสารสารสนเทศ

การศึกษาวิจัยในเอกสารฉบับนี้ได้ทำการศึกษาแนวคิดของดัชนีความแห้งแล้งรวมทั้งสิ้น 7 วิธี ซึ่งมีรายละเอียดของแต่ละวิธีดังนี้

4.1 ดัชนีความแห้งแล้งแสดงผลกระทบเนื่องจากฝน (Effective Drought Index: EDI)

ค้นพบโดย Byun and Wilhite เมื่อปี พ.ศ. 2542 ซึ่งมีค่าดัชนีความแห้งแล้งอยู่ระหว่าง 2 ถึง -2 (-2 หมายถึงความแห้งแล้งมากที่สุด, 2 หมายถึงความชื้นมากที่สุด) ดัชนีความแห้งแล้ง EDI จะใช้ข้อมูลปริมาณฝนรายวันมาทำการวิเคราะห์ซึ่งมีขั้นตอนการคำนวณ 3 ขั้นตอนดังนี้

ขั้นตอนที่ 1 การคำนวณปริมาณฝนในแต่ละวันที่พืชสามารถนำไปใช้ประโยชน์(Daily effective precipitation: EP) โดยใช้เทคนิคของอนุกรมเวลา (time series) มาทำการวิเคราะห์จากข้อมูลปริมาณฝนรายวัน จากสูตร

$$EP_j = \sum_{n=1}^j \left[\left(\sum_{m=1}^n P_m \right) / n \right] \quad (4.1)$$

เมื่อ $m = 1, 2, 3, 4, 5, \dots, n$
 $n = 1, 2, 3, 4, 5, \dots, i$

โดยที่ EP_j คือ ฝนใช้การของวันที่คำนวณ เมื่อ $j = i + 1$
 i คือ ช่วงเวลาที่ใช้ในการคำนวณผลบวกของ P_m
 P_m คือ ปริมาณฝนรายวัน $m - 1$ วันก่อนคำนวณ

ตัวอย่าง ถ้า $i = 3$ จากสมการที่ (4.1) จะได้ $EP_4 = P_1 + (P_1 + P_2)/2 + (P_1 + P_2 + P_3)/3$

ถ้า $i = 365$ การคำนวณในทางปฏิบัติจะได้ค่าของ EP เริ่มตั้งแต่วันที่แรกของปีที่สอง

ถ้าเรามีข้อมูลปริมาณฝนรายวัน 30 ปี เราสามารถคำนวณค่า EP ได้ทั้งหมด 365×29

ครั้ง ตัวอย่างเช่น

$$\begin{aligned}
 EP_{1(2)} &= P_1(1) + (P_1(1) + P_2(1))/2 + (P_1(1) + P_2(1) + P_3(1))/3 + \dots + (P_1(1) + P_2(1) + \dots + P_{365}(1))/365 \\
 EP_{2(2)} &= P_2(1) + (P_2(1) + P_3(1))/2 + (P_2(1) + P_3(1) + P_4(1))/3 + \dots + (P_2(1) + P_3(1) + \dots + P_{365}(1) + P_1(2))/365 \\
 &\vdots \\
 &\vdots \\
 &\vdots \\
 &\vdots \\
 EP_{365(30)} &= P_{365}(29) + (P_{365}(29) + P_1(30))/2 + (P_{365}(29) + P_1(30) + P_2(30))/3 + \dots + (P_{365}(29) + \dots + P_{364}(30))/365 \\
 &\quad \uparrow \quad \uparrow \\
 &\text{วันที่} \quad \text{ปีที่}
 \end{aligned}$$

ขั้นตอนที่ 2 การคำนวณหาค่าแตกต่างระหว่าง EP รายวันและค่าเฉลี่ยของ EP รายวัน

(1) คำนวณหาค่าเฉลี่ย EP_j ในแต่ละวันของปีปฏิทิน (MEP_j) โดยใช้ข้อมูล EP_j ที่คำนวณได้จากขั้นตอนที่ 1 ของวันเดียวกันในแต่ละปี

$$MEP_j = \left(\sum_{k=1}^n EP_j \right) / n \quad (4.2)$$

เมื่อ j คือ วันที่คำนวณ เช่น 25 มกราคม

k คือ ปีที่ 1,2,3,...,n

(2) คำนวณหาค่าความแตกต่างของ EP และ MEP

$$DEP_j = EP_j - MEP_j \quad (4.3)$$

(3) คำนวณหาปริมาณฝนที่จำเป็นเพื่อกลับเข้าสู่ภาวะปกติ (PRN) หรือปริมาณฝนที่ต้องการเพื่อชดเชยการขาดแคลนสะสมที่ผ่านมา

$$PRN_j = \frac{DEP_j}{\sum_{N=1}^j 1/N} \quad (4.4)$$

โดยที่ j คือช่วงเวลาที่ใช้ในการคำนวณ

ขั้นตอนที่ 3 คำนวณหาค่าดัชนีความแห้งแล้ง EDI

$$EDI_j = \frac{PRN_j}{ST(PRN_j)} \quad (4.5)$$

เมื่อ $ST(PRN)$ คือ ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของ PRN

เกณฑ์ดัชนีความแห้งแล้ง EDI

ค่าดัชนี EDI	ระดับความแห้งแล้ง
<-2	ความแห้งแล้งมากที่สุด (extremely dry conditions)
-1.5 ถึง -1.99	ความแห้งแล้งรุนแรง (severe drought)

-1 ถึง -1.49	ความแห้งแล้งปานกลาง (moderate drought)
-0.99 ถึง 0.99	ใกล้เคียงค่าปกติ (near normal conditions)
> 2	ความชื้นมากที่สุด (extremely wet conditions)

4.2 ธรรมชาติความแห้งแล้งทางด้านเกษตรกรรมตามฤดูกาลมรสุม (Generalized Monsoon Index: GMI)

เป็นธรรมชาติความแห้งแล้งทางด้านเกษตรกรรมที่แสดงถึงผลกระทบที่เกิดขึ้นกับพืชที่กำลังเจริญเติบโต อันเนื่องมาจากการขาดแคลนความชื้น โดยแบ่งระยะการเจริญเติบโตของพืชได้ 4 ระยะ ดังนี้ คือ ระยะเริ่มต้นปลูก (Planting) ระยะเติบโตทางลำต้น (Vegetative) ระยะออกดอกและระยะเจริญเติบโตของผลและเมล็ด (Flowering/Reproductive) และระยะเติบโตเต็มที่ของผลผลิต (Maturity) ซึ่งในแต่ละระยะมีความต้องการน้ำไม่เท่ากันหากเปรียบเทียบกันแล้วความต้องการน้ำมากที่สุดคือ ช่วงระยะออกดอกและระยะเจริญเติบโตของผลและเมล็ด รองลงมาคือช่วงระยะเติบโตเต็มที่ของผลผลิต ส่วนระยะเริ่มต้นปลูกและระยะเจริญเติบโตทางลำต้นนั้นมีความต้องการน้ำน้อยที่สุด โดยจะกำหนดน้ำหนักของการใช้น้ำของพืชในอัตราส่วน 1/8: 1/8: 1/2: 1/4 ตามลำดับในสมการการคำนวณค่า GMI ซึ่งเป็นการศึกษาพัฒนามาจาก Yield Monsoon Index (YMI) โดย Achutuni, Steyaert และ Sakimoto (1982) การวิเคราะห์ค่า GMI จะมีค่าขึ้นอยู่กับปริมาณฝนรายเดือนในระหว่างช่วงฤดูมรสุมนั้นๆ ซึ่งประเทศไทยอยู่ภายใต้อิทธิพลของลมมรสุม 2 ชนิด คือ มรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (Southwest Monsoon: SW) พัดปกคลุมประเทศไทยประมาณกลางเดือนพฤษภาคมถึงกลางเดือนตุลาคม ส่วนมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (Northeast Monsoon : NE) พัดปกคลุมประเทศไทย ช่วงประมาณกลางเดือนตุลาคมถึงกลางเดือนกุมภาพันธ์ โดยค่า GMI ในช่วงฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้คำนวณได้จาก

$$GMI_{sw} = 0.125P6 + 0.125P7 + 0.5P8 + 0.25P9 \quad (4.6)$$

เมื่อ $P6$ คือ ฝนรายเดือนของเดือนมิถุนายน

$P7$ คือ ฝนรายเดือนของเดือนกรกฎาคม

$P8$ คือ ฝนรายเดือนของเดือนสิงหาคม

$P9$ คือ ฝนรายเดือนของเดือนกันยายน

GMI_{sw} ใช้ในช่วงที่เกิดมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ระหว่างเดือนมิถุนายนจนถึงกันยายน โดยจะคำนวณค่า GMI_{sw} เมื่อสิ้นเดือนมิถุนายน กรกฎาคม สิงหาคม และกันยายน โดยมีค่า GMI_{sw} เมื่อสิ้นเดือนดังกล่าว ตามลำดับดังนี้

$$\text{เมื่อสิ้นเดือนมิถุนายน} \quad GMI6 = 0.125P6$$

$$\text{เมื่อสิ้นเดือนกรกฎาคม} \quad GMI7 = 0.125P6 + 0.125P7$$

$$\text{เมื่อสิ้นเดือนสิงหาคม} \quad GMI8 = 0.125P6 + 0.125P7 + 0.5P8$$

เมื่อสิ้นเดือนกันยายน $GMI_9 = 0.125P_6 + 0.125P_7 + 0.5P_8 + 0.25P_9$

ส่วนค่า GMI ในช่วงฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือคำนวณได้จาก

$$GMI_{NE} = 0.125P_{10} + 0.125P_{11} + 0.5P_{12} + 0.25P_1 \quad (4.7)$$

เมื่อ P_{10} คือ ฝนรายเดือนของเดือนตุลาคม

P_{11} คือ ฝนรายเดือนของเดือนพฤศจิกายน

P_{12} คือ ฝนรายเดือนของเดือนธันวาคม

P_1 คือ ฝนรายเดือนของเดือนมกราคม

GMI_{NE} ใช้ในช่วงที่เกิดมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือระหว่างเดือนตุลาคมจนถึงมกราคม โดยจะคำนวณค่า GMI_{NE} เมื่อสิ้นเดือนตุลาคม พฤศจิกายน ธันวาคม และมกราคม โดยมีค่า GMI_{NE} เมื่อสิ้นเดือนดังกล่าว ตามลำดับดังนี้

เมื่อสิ้นเดือนตุลาคม $GMI_{10} = 0.125P_{10}$

เมื่อสิ้นเดือนพฤศจิกายน $GMI_{11} = 0.125P_{10} + 0.125P_{11}$

เมื่อสิ้นเดือนธันวาคม $GMI_{12} = 0.125P_{10} + 0.125P_{11} + 0.5P_{12}$

เมื่อสิ้นเดือนมกราคม $GMI_1 = 0.125P_{10} + 0.125P_{11} + 0.5P_{12} + 0.25P_1$

ค่า GMI ที่คำนวณได้จะมีหน่วยเป็นมิลลิเมตร เพื่อความสะดวกในการกำหนดเกณฑ์มาตรฐานที่ใช้ในการพิจารณาสถานะพืช GMI จะถูกนำมาวิเคราะห์ให้อยู่ในรูปของเปอร์เซ็นต์ไทล์ (percentile rank) ซึ่งมีค่าระหว่าง 0-100 โดยนำค่า GMI มาเรียงลำดับจากน้อยไปมาก และคำนวณค่า percentile rank จากสูตร

$$GMI_{pct} = (r \times 100) / (n + 1) \quad (4.8)$$

เมื่อ GMI_{pct} คือ percentile rank ของ GMI

r คือ ลำดับที่ของข้อมูลดิบ

n คือ จำนวนปีของข้อมูลของแต่ละสถานี

เกณฑ์ตรวจวัดความแห้งแล้ง GMI_{pct}

ค่าตรวจวัด GMI_{pct}	สถานะของพืช
0-20	แล้งจัด(severe drought impact and possible crop failure)
21-30	แล้ง(drought impact on crop)
31-40	ค่อนข้างแล้ง(moderate drought impact on crop)
41-60	ปกติ(normal crop)
61-90	ความชื้นสูงกว่าปกติ(possible above normal crop)

91-100	ความชื้นเกินความต้องการ(possible excessive moisture)
--------	--

4.3 ธรรมชาติความแห้งแล้งของฝนที่ต่างจากค่าปกติ (Standardized Precipitation Index: SPI)

ธรรมชาติความแห้งแล้ง SPI ได้พัฒนาขึ้นจากแนวคิดของ Mckee et al (1993) เพื่อเฝ้าดูสถานะแห้งแล้งในช่วงเวลาต่างๆ ที่กำหนด โดยดูจากปริมาณฝนสะสมในแต่ละช่วงเวลาที่น่าสนใจ ซึ่งอาจมีตั้งแต่ 1 เดือน 2 เดือน 3 เดือน.....จนถึง 72 เดือน ตามปกติปริมาณฝนโดยทั่วไปจะมีการกระจายในรูปแบบฟังก์ชันการแจกแจงแบบแกมมา (Gamma Distribution) แต่เนื่องจากการศึกษาเพื่อหาค่าธรรมชาติ SPI จะต้องใช้ฝนรวมเป็นหลักจึงได้พิจารณาโดยใช้ฟังก์ชันความน่าจะเป็นสะสม (cumulative probability density function) ของปริมาณฝนรวม แล้วทำการแปลง (transform) ให้เป็นค่าปกติมาตรฐาน Z ซึ่งจะได้ค่า SPI ที่ต้องการแล้วนำมาจัดรูปแบบความรุนแรงที่บอกถึงระดับความชุ่มชื้น และความแห้งแล้งของปริมาณฝนในแต่ละพื้นที่

ฟังก์ชันการแจกแจงแบบแกมมาจะกำหนดโดยฟังก์ชันความหนาแน่นน่าจะเป็น (Probability density function) ดังนี้

$$g(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}} \quad \text{เมื่อ } x > 0 \quad (4.9)$$

โดยที่ $\alpha > 0$, $\beta > 0$ และ $x > 0$

α คือ shape parameter

β คือ scale parameter

x คือ ปริมาณฝน

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^\alpha y^{\alpha-1} e^{-y} dy \quad \text{คือ แกมมาฟังก์ชัน}$$

โดยค่าประมาณของ α และ β คือ

$$\hat{\alpha} = \frac{1}{4A} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right) \quad (4.10)$$

$$\hat{\beta} = \frac{\bar{x}}{\hat{\alpha}} \quad (4.11)$$

และ

$$A = \ln(\bar{x}) - \frac{\sum \ln(x)}{n} \quad (4.12)$$

เมื่อ n คือ จำนวนข้อมูลฝน

ฟังก์ชันความหนาแน่นน่าจะเป็นสะสม (Cumulative probability density function)

ดังสมการ

$$G(x) = \int_0^x g(x) dx = \frac{1}{\hat{\beta}^{\hat{\alpha}} \Gamma(\hat{\alpha})} \int_0^x x^{\hat{\alpha}-1} e^{-x/\hat{\beta}} dx \quad (4.13)$$

ถ้าให้ $t = x/\hat{\beta}$ จะได้

$$G(x) = \frac{1}{\Gamma(\hat{\alpha})} \int_0^x t^{\hat{\alpha}-1} e^{-t} dt \quad (4.14)$$

เนื่องจากเกมมาฟังก์ชันจะหาค่าไม่ได้เมื่อ $x=0$ แต่โดยทั่วไปแล้วปริมาณฝนจะมีค่า 0 (ไม่มีรายงานฝนตก) ดังนั้นจึงต้องแปลงฟังก์ชันความหนาแน่นน่าจะเป็นสะสม ดังนี้

$$H(x) = q + (1-q)G(x) \quad (4.15)$$

เมื่อ q คือ ความน่าจะเป็นที่จะไม่มีรายงานฝนตก ซึ่งมีค่าเท่ากับจำนวนวันที่ไม่มีฝนตก (m)หารด้วยจำนวนวันที่เราศึกษา (n) จากนั้นนำค่า $H(x)$ มาแปลงเป็นค่าปกติมาตรฐาน (standard normal) ที่มีค่าเฉลี่ยเท่ากับศูนย์และความแปรปรวนมีค่าเท่ากับ 1 ซึ่งคือค่า SPI นั้นเอง ซึ่งมีสูตรการประมาณค่า Z หรือ SPI โดย Abramowitz และ Stegun (1965) ดังนี้

$$Z = SPI = - \left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right) \quad \text{เมื่อ } 0 < H(x) \leq 0.5 \quad (4.16)$$

$$Z = SPI = + \left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right) \quad \text{เมื่อ } 0.5 < H(x) < 1 \quad (4.17)$$

โดยที่

$$t = \sqrt{\ln \left(\frac{1}{(H(x))^2} \right)} \quad \text{เมื่อ } 0 < H(x) \leq 0.5 \quad (4.18)$$

$$t = \sqrt{\ln \left(\frac{1}{(1.0 - H(x))^2} \right)} \quad \text{เมื่อ } 0 < H(x) \leq 0.5 \quad (4.19)$$

$$\begin{aligned} c_0 &= 2.515517 \\ c_1 &= 0.802853 \\ c_2 &= 0.010328 \\ d_1 &= 1.432788 \\ d_2 &= 0.189269 \\ d_3 &= 0.001308 \end{aligned}$$

เกณฑ์การแบ่งระดับความรุนแรงของดัชนี SPI

ค่าดัชนี SPI	ระดับความรุนแรง
มากกว่าหรือเท่ากับ 2	ฝนชุกมากที่สุด
1.50 ถึง 1.99	ฝนชุกมาก
1.00 ถึง 1.49	ฝนชุกปานกลาง
-0.99 ถึง 0.99	ฝนใกล้เคียงค่าปกติ
-1.00 ถึง -1.49	ฝนแล้งปานกลาง
-1.50 ถึง -1.99	ฝนแล้งรุนแรง
น้อยกว่าหรือเท่ากับ -2	ฝนแล้งรุนแรงที่สุด

4.4 ดรรชนีความชื้นที่เป็นประโยชน์สำหรับพืช (Moisture Available Index: MAI)

Hargreaves (1972) ได้กำหนดดรรชนีความชื้นที่เป็นประโยชน์สำหรับพืช ซึ่งเป็นอัตราส่วนของค่าความน่าจะเป็นของปริมาณฝนที่ระดับ 75% หรือฝนที่คาดหวังได้ (Dependable Rainfall) กับ ศักยภาพคายระเหยน้ำของพืช (Potential Evapotranspiration, PET) การศึกษาได้นำแนวคิดดังกล่าวมาประยุกต์ โดยใช้ค่าปริมาณฝนที่ตรวจวัดในช่วงที่ศึกษาแทนค่าความน่าจะเป็นของปริมาณฝนที่ระดับ 75% ดังสมการ

$$MAI = P/PET \quad (4.20)$$

เมื่อ MAI คือ ดรรชนีความชื้นที่เป็นประโยชน์สำหรับพืช

P คือ ปริมาณฝน

PET คือ ศักยภาพคายระเหยน้ำของพืช

การคำนวณค่า PET ได้ใช้สมการ Reference Evapotranspiration ของ Penman-Monteith method (Allen et. Al., 1998) โดยสมการดังกล่าวมีสารประกอบทางอุณหพลศาสตร์ที่เกี่ยวข้องต่อการใช้น้ำของพืช ได้แก่ รังสีดวงอาทิตย์ (ความนานของแสงแดด) อุณหภูมิอากาศ ความชื้นสัมพัทธ์ และความเร็วลม ซึ่งมีสมการในการคำนวณ ดังนี้

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (4.21)$$

เมื่อ ET_0 คือ Reference Evapotranspiration หรือ PET [mm/day]

R_n คือ ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์สุทธิ [$MJm^{-2}day^{-1}$]

- G คือ soil heat flux [$\text{MJm}^{-2}\text{day}^{-1}$]
 T คือ อุณหภูมิอากาศ [$^{\circ}\text{C}$]
 U_2 คือ ความเร็วลมที่ความสูง 2 เมตร [m sec^{-1}]
 e_s คือ ความดันไอน้ำอิ่มตัวของบรรยากาศ [kPa]
 e_a คือ ความดันไอน้ำเฉลี่ยของบรรยากาศ [kPa]
 Δ คือ ความชันของกราฟความดันไอน้ำอิ่มตัวกับอุณหภูมิที่อุณหภูมิ T [$\text{kPa}^{\circ}\text{C}^{-1}$]
 γ คือ psychometric constant [$\text{kPa}^{\circ}\text{C}^{-1}$]

- การคำนวณหาค่า γ จากสูตร

$$\gamma = \frac{c_p P}{\epsilon \lambda} = 0.665 \times 10^{-3} P \quad (4.22)$$

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26} \quad (4.23)$$

- เมื่อ P คือ ความดันบรรยากาศมาตรฐานที่ 20°C ที่ระดับน้ำทะเล [kPa]
 c_p คือ ความร้อนจำเพาะของอากาศชื้น มีค่า $1.013 \times 10^{-3} \text{ MJ Kg}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$
 λ คือ ความร้อนแฝงของการระเหย มีค่า 2.45 MJ Kg^{-1}
 ϵ คือ อัตราส่วนน้ำหนักโมเลกุลของไอน้ำต่ออากาศแห้งมีค่า 0.622
 z คือ ความสูงเหนือระดับน้ำทะเล [m]

- การคำนวณหาค่า Δ

$$\Delta = \frac{4098 \left[0.6108 \exp \left(\frac{17.27T}{T + 237.3} \right) \right]}{(T + 237.3)^2} \quad (4.24)$$

- การคำนวณความดันไอน้ำเฉลี่ยของบรรยากาศ (e_a)

$$e_a = e_s \frac{RH_{mean}}{100} \quad (4.25)$$

- เมื่อ RH_{mean} คือ ความชื้นสัมพัทธ์เฉลี่ย [%]

- การคำนวณความดันไอน้ำอิ่มตัวของบรรยากาศ (e_s)

$$e_s = \frac{\left[0.6108 \exp\left(\frac{17.27T_{\max}}{T_{\min} + 237.3}\right) \right] + \left[0.6108 \exp\left(\frac{17.27T_{\min}}{T_{\min} + 237.3}\right) \right]}{2} \quad (4.26)$$

เมื่อ T_{\max} คือ อุณหภูมิสูงสุด [$^{\circ}\text{C}$]

T_{\min} คือ อุณหภูมิต่ำสุด [$^{\circ}\text{C}$]

- การคำนวณความเร็วลมที่ความสูง 2 เมตร (U_2)

$$U_2 = U_z \frac{4.87}{\ln(67.8Z - 5.42)} \quad (4.27)$$

เมื่อ U_z คือ ความเร็วลมวัดที่ระดับความสูง Z เหนือพื้นดิน [ms^{-1}]

Z คือ ความสูงของเสาวัดลมเหนือพื้นดิน [m]

- การคำนวณค่า Soil heat flux (G)

$$G = c_s \frac{T_i + T_{i-1}}{\Delta t} \quad (4.28)$$

เมื่อ c_s คือ ความจุความร้อนในดิน [$\text{MJ m}^{-2} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$]

T_i คือ อุณหภูมิอากาศที่เวลา i [$^{\circ}\text{C}$]

T_{i-1} คือ อุณหภูมิอากาศที่เวลา $i-1$ [$^{\circ}\text{C}$]

Δt คือ ความยาวของช่วงเวลา [day]

Δz คือ effective soil depth [m] มีค่า 0.10-0.20 m สำหรับช่วงเวลาสั้น แต่จะมีค่า 2 m หรือมากกว่าสำหรับช่วงรายเดือน

สำหรับขนาดของ Soil heat flux สำหรับ 1 วันหรือ 10 วัน จะมีค่าน้อยมากจึงกำหนดให้

$$G = 0$$

- การคำนวณรังสีดวงอาทิตย์สุทธิ (R_n)

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (4.29)$$

เมื่อ R_{ns} คือ ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์คลื่นสั้นสุทธิ [$\text{MJm}^{-2}\text{day}^{-1}$]

R_{nl} คือ ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์คลื่นยาวสุทธิ [$\text{MJm}^{-2}\text{day}^{-1}$]

- ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์คลื่นสั้นสุทธิ (R_{ns}) คำนวณจาก

$$R_{ns} = (1 - \alpha)R_s \quad (4.30)$$

$$R_s = \left(0.25 + 0.50_s \frac{n}{N}\right)R_a \quad (4.31)$$

- เมื่อ α คือ สัมประสิทธิ์การสะท้อน มีค่า 0.23 สำหรับพืชที่ใช้อ่างอิงในสมการ
 R_s คือ ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์คลื่นสั้น [$\text{MJm}^{-2}\text{day}^{-1}$]
 n คือ ความนานแสงแดด [hour]
 N คือ ความนานแสงแดดสูงสุด [hour]
 R_a คือ ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่ขอบบนของบรรยากาศโลก [$\text{MJm}^{-2}\text{day}^{-1}$]

โดยที่
$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s \quad (4.32)$$

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin \omega_s] \quad (4.33)$$

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \quad (4.34)$$

$$\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1.39\right) \quad (4.35)$$

$$\omega_s = \arccos[-\tan \phi \tan \delta] \quad (4.36)$$

- เมื่อ G_{sc} คือ ค่าคงที่สุริยะ มีค่า $0.0820 \text{ MJm}^{-2}\text{min}^{-1}$
 d_r คือ ระยะทางสัมพัทธ์ระหว่างโลกและดวงอาทิตย์
 ω_s คือ sunset hour angle [rad]
 ϕ คือ ละติจูด [rad]
 δ คือ solar declination [rad]
 J คือ วันของปี (Julian day)

- ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์คลื่นยาวสุทธิ (R_{nl}) คำนวณจาก

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{\max,K}^4 + T_{\min,K}^4}{2} \right] \left(0.34 - 0.14 \sqrt{e_a} \right) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right) \quad (4.37)$$

$$R_{so} = (0.75 + 2 \times 10^{-5} z) R_a \quad (4.38)$$

- เมื่อ σ คือ ค่าคงที่ของ Stefan-Boltzmann มีค่า $4.903 \times 10^{-9} \text{ MJm}^{-2} \text{ day}^{-1}$
 $T_{\max,K}$ คือ อุณหภูมิสูงสุด [K]
 $T_{\min,K}$ คือ อุณหภูมิต่ำสุด [K]
 R_{so} คือ ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์คลื่นสั้นเมื่อท้องฟ้าโปร่ง [$\text{MJm}^{-2} \text{ day}^{-1}$]

เกณฑ์ดัชนีความชื้นที่เป็นประโยชน์สำหรับพืช MAI

ค่าดัชนี MAI	ระดับความรุนแรง
0.00-0.33	พืชขาดน้ำรุนแรง
0.34-0.67	พืชขาดน้ำปานกลาง
0.68-1.00	พืชขาดน้ำเล็กน้อย
1.01-1.33	พืชได้รับน้ำพอเพียง
มากกว่าหรือเท่ากับ 1.34	พืชได้รับน้ำมากเกินไป

4.5 ดรรชนีความแห้งแล้งที่ผิดปกติทางด้านเกษตรกรรม (Aridity Anomaly Index: AI)

คืออัตราส่วนของค่าผลต่างของศักย์การคายระเหยกับการคายระเหยจริงต่อศักย์การคายระเหย โดยได้พัฒนามาจากแนวคิดของ Thornthwaite กำหนดค่า AI ดังนี้

$$AI = \left(\frac{ET_p - ET_a}{ET_p} \right) \times 100 \quad (4.39)$$

- เมื่อ ET_p คือ ศักย์การคายระเหย (Potential Evapotranspiration)
 ET_a คือ การคายระเหยจริง (Actual Evapotranspiration)

$$ET_a = \frac{0.408[\Delta(R_n - G) + \rho_a C_p (e_s - e_a)]}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad (4.40)$$

$$r_a = \frac{\ln \left[\frac{z_m - d}{z_{om}} \right] \ln \left[\frac{z_h - d}{z_{oh}} \right]}{k^2 u_z} \quad (4.41)$$

$$r_s = \frac{r_1}{LAI_{active}} \quad (4.42)$$

$$\rho_a = \frac{101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26}}{1.01(T + 273)287} \quad (4.43)$$

- เมื่อ ρ_a คือ mean air density [kg m^{-3}]
 r_a คือ aerodynamic resistance [sm^{-1}]
 r_s คือ (bulk) surface or canopy resistance [sm^{-1}]
 z_m คือ ความสูงของการตรวจวัดลม [m]
 z_h คือ ความสูงของการตรวจวัดความชื้น [m]
 d คือ zero plane displacement height [m]
 z_{om} คือ roughness length governing momentum transfer [m]
 z_{oh} คือ roughness length governing transfer of heat and vapour [m]
 k คือ von Karman's constance มีค่า 0.41
 r_l คือ bulk stomatal resistance of well-illuminated leaf [sm^{-1}]
 LAI_{active} คือ active (sunlit) leaf area index

ค่า ET_p คำนวณจากวิธีการของ Penman-Monteith (1965) โดยใช้โปรแกรม FAO-PMON ที่มีสูตรการคำนวณดังนี้

$$ET_p = K_c ET_o \quad (4.41)$$

$$ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (4.42)$$

- เมื่อ ET_o คือ อัตราการคายระเหยอ้างอิง (Reference Evapotranspiration)
 K_c คือ ค่าดัชนีความต้องการน้ำของพืช ซึ่งค่านี้มีความผันแปรขึ้นกับชนิดของพืช อายุของพืช และฤดูกาล ซึ่งคำนวณจากข้อมูลสภาพภูมิอากาศในพื้นที่ที่ทำการเพาะปลูก ให้ $K_c = 1$ เป็นค่าดัชนีความต้องการน้ำของพืชตระกูลหญ้า

เกณฑ์ดัชนีวัดความแห้งแล้ง AI

ดัชนี AI	ระดับความรุนแรง
0 หรือเป็นลบ	ไม่แล้ง(Non arid)
1 - 25	แล้งเล็กน้อย(Mild arid)
26 - 50	แล้งปานกลาง(Moderate arid)
> 50	แล้งรุนแรง(Severe arid)

4.6 ความชื้นในดินที่คำนวณได้จากดาวเทียม (Soil Moisture Estimate from Satellite image: SMest)

4.6.1 Thermal Inertia Modelling

Thermal inertia คือ ความสามารถในการนำความร้อนและการเก็บความร้อนของเนื้อวัตถุ ซึ่งจะวัดความสามารถของวัตถุในการเก็บความร้อนในช่วงเวลากลางวันและคายความร้อนในช่วงเวลากลางคืน

จากสมการการกระจายตัวของส่วนประกอบต่างๆ ของของเหลวภายใต้อิทธิพลของระดับอุณหภูมิ (Thermal diffusion equation) เมื่อพิจารณาในหนึ่งมิติจะได้

$$D \frac{\partial^2 T(x,t)}{\partial x^2} = \frac{\partial T(x,t)}{\partial t} \quad (4.43)$$

เมื่อ $T(x,t)$ คือ อุณหภูมิที่ระดับความลึก x และ เวลา t

D คือ thermal diffusivity of the half-space [m^2s^{-1}]

Xue และ Cracknell (1995) แสดงการคำนวณสมการที่ (4.43) ภายใต้เงื่อนไขในสมการที่ (4.44) และ (4.45) ตามสมการที่ (4.46):

$$-K \frac{\partial T(x,t)}{\partial x} \Big|_{x=0} = (1-A)S_0 C_t \cos Z - [A_c + BT(0,t)] \quad (4.44)$$

$$T(x,t) \Big|_{x \rightarrow \infty} = C \quad (4.45)$$

$$T(x,t) = -\frac{A_c}{B} + (1-A)S_0 C_t \sum_{n=1}^{\infty} A_n \frac{\exp(-k_0 \sqrt{nx}) \cos(n\omega t - k_0 \sqrt{nx} - \delta_n)}{\sqrt{\omega n p^2 + \sqrt{2\omega n B P} + B^2}} \quad (4.46)$$

สมการที่ (4.44) คือ การเปลี่ยนแปลงของสมดุลพลังงานที่พื้นผิวโลก ซึ่งจะเป็นสาเหตุของการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิ, $A_c + BT(0,t)$ คือ outgoing energy fluxes จากพื้นผิวโลก โดยที่ A_c และ B เป็นสัมประสิทธิ์เชิงเส้นที่ขึ้นอยู่กับความขรุขระของพื้นผิวและตัวแปรทางด้านอุณหภูมิตฤษฎี เช่น อุณหภูมิอากาศ ความชื้น และความเร็วลม

และ Z คือ zenith angle ของพื้นผิวเรียบ ซึ่งจะเป็นฟังก์ชันของ δ , α และ ω

δ คือ solar declination

α คือ latitude

ω คือ ความเร็วเชิงมุมของการหมุนของโลก (angular velocity of rotation of the earth)

A คือ surface albedo

S_0 คือ ค่าคงที่แสงอาทิตย์ (solar constant) โดยปกติจะมีค่าเท่ากับ 1367 Wm^{-2}

C_t คือ อัตราการเคลื่อนที่ผ่านชั้นบรรยากาศ (atmospheric transmittance) ของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าในช่วงคลื่นที่ตามองเห็น

สมการที่ (4.45) แสดงให้เห็นว่า $T(x, t)$ จะคงที่เมื่อ x มีความลึกที่ระยะอนันต์ (infinity)

สมการที่ (4.46) $T(x, t)$ คือ อุณหภูมิที่ระดับความลึก x และ เวลา t ที่มีการกระจายแบบ Fourier series และ A_n คือ สัมประสิทธิ์ของ Fourier series.

$$k_0 = \frac{P}{K} \sqrt{\frac{\omega}{2}} \quad (4.47)$$

$$\delta_n = \arctan\left(\frac{P\sqrt{n\omega}}{\sqrt{2B + P\sqrt{n\omega}}}\right) \quad (4.48)$$

$$A_1 = \frac{2}{\pi} \sin \delta \sin \alpha + \frac{1}{2\pi} \cos \delta \cos \alpha [\sin(2\psi) + 2\psi] \quad (4.49)$$

$$A_n = \frac{2 \sin \delta \sin \delta}{n\pi} \sin(n\psi) + \frac{2 \cos \delta \cos \alpha}{\pi(n^2 - 1)} [n \sin(n\psi) \cos \psi - \cos(n\psi) \sin \psi] \quad (4.50)$$

$$n = 2, 3, \dots$$

$$\psi = \arccos[\text{tg} \delta \times \text{tg} \alpha] \quad (4.51)$$

เมื่อ ψ คือ azimuth of the slope angle ซึ่งวัดตามเข็มนาฬิกาจากทิศเหนือ

δ_n คือ phase difference

จากสมการที่ (4.46) โดยใช้การประมาณอันดับแรก (first order approximation) สามารถแสดงอุณหภูมิพื้นผิว ($x=0$) ที่เวลา t ดังนี้

$$T(0, t) = -\frac{A_c}{B} + (1 - A) S_0 C_t \left[A_1 \frac{\cos(\omega t - \delta_1)}{\sqrt{\omega P^2 + \sqrt{2\omega BP} + B^2}} \right] \quad (4.52)$$

ดังนั้น ความแตกต่างของอุณหภูมิพื้นผิวระหว่างเวลาที่ดาวเทียมเคลื่อนผ่าน t_1 ในตอนกลางวัน และ t_2 ในตอนกลางคืน คือ

$$\Delta T = (1 - A) S_0 C_t A_1 \frac{\cos(\omega t_1 - \delta_1) - \cos(\omega t_2 - \delta_1)}{\sqrt{\omega P^2 + \sqrt{2\omega BP} + B^2}} \quad (4.53)$$

จากการศึกษาของ Y.Xue และ A.P.Cracknell (1995) การประมาณอันดับแรก (first order approximation) ของอุณหภูมิพื้นผิว ค่า P และ B มีความสัมพันธ์ดังนี้

$$P \sqrt{\frac{\omega}{2}} = \frac{\tan(\omega t_{\max})}{1 - \tan(\omega t_{\max})} B \quad (4.54)$$

เมื่อ t_{\max} คือ เวลาที่อุณหภูมิสูงที่สุดในช่วงเวลากลางวัน

จากสมการที่ (4.53) และ (4.54) จะได้

$$P = \frac{(1-A)S_0 C_t A_1 [\cos(\omega t_1 - \delta_1) - \cos(\omega t_2 - \delta_1)]}{\Delta T \sqrt{\omega} \sqrt{1 + \frac{1}{b} + \frac{1}{2b^2}}} \quad (4.55)$$

$$B = \frac{(1-A)S_0 C_t A_1 [\cos(\omega t_1 - \delta_1) - \cos(\omega t_2 - \delta_1)]}{\Delta T \sqrt{\omega} \sqrt{1 + 2b + 2b^2}} \quad (4.56)$$

$$b = \frac{\tan(\omega t_{\max})}{1 - \tan(\omega t_{\max})} \quad (4.57)$$

$$\delta_1 = \frac{b}{1+b} \quad (4.58)$$

จากสมการที่ (4.46) เมื่อใช้การประมาณอันดับสอง (second-order approximation) สามารถคำนวณอุณหภูมิพื้นผิวที่เวลา t ดังนี้:

$$T_2(0,t) = -\frac{A_c}{B} + (1-A)S_0 C_t \times \left[A_1 \frac{\cos(\omega t - \delta_1)}{\sqrt{\omega P^2 + \sqrt{2\omega}BP + B^2}} + A_2 \frac{\cos(2\omega t - \delta_2)}{\sqrt{2\omega P^2 + 2\sqrt{\omega}BP + B^2}} \right] \quad (4.59)$$

ดังนั้น ความแตกต่างของอุณหภูมิพื้นผิวระหว่างเวลาที่ดาวเทียมเคลื่อนผ่าน t_1 ในตอนกลางวันและ t_2 ในตอนกลางคืน คือ

$$\begin{aligned} \Delta T_2 &= T_2(0,t_1) - T_2(0,t_2) \\ &= (1-A)S_0 C_t \left[A_1 \frac{\cos(\omega t_1 - \delta_1) - \cos(\omega t_2 - \delta_1)}{\sqrt{\omega P^2 + \sqrt{2\omega}BP + B^2}} + A_2 \frac{\cos(2\omega t_1 - \delta_2) - \cos(2\omega t_2 - \delta_2)}{\sqrt{2\omega P^2 + 2\sqrt{\omega}BP + B^2}} \right] \end{aligned} \quad (4.60)$$

ในเวลาที่เกิดอุณหภูมิสูงสุดในตอนกลางวัน $\left. \frac{dT_2(0,t)}{dt} \right|_{t=t_{\max}} = 0$ ดังนั้น

$$\sin(\omega t_{\max} - \delta_1) \times A_1 \sqrt{\omega P^2 + \sqrt{2\omega}BP + B^2} + \sin(2\omega t_{\max} - \delta_2) \times 2A_2 \sqrt{2\omega P^2 + 2\sqrt{\omega}BP + B^2} = 0 \quad (4.61)$$

จากสมการที่(4.48) จะได้ $\delta_1 = \arctan\left(\frac{P\sqrt{\omega}}{\sqrt{2B + P\sqrt{\omega}}}\right)$ และ $\delta_2 = \arctan\left(\frac{P\sqrt{2\omega}}{\sqrt{2B + P\sqrt{2\omega}}}\right)$

สมการที่ (4.61) มีสามตัวแปรที่ไม่ทราบค่าคือ P , B และ t_{\max} แต่ค่าของ t_{\max} สามารถได้จากสถานีอุตุนิยมวิทยาในพื้นที่ ส่วนในสมการที่ (4.60) ค่าความแตกต่างของอุณหภูมิพื้นผิว (ΔT_2) และ surface albedo (A) สามารถคำนวณจากข้อมูลดาวเทียม สำหรับค่า A_1 และ A_2 ก็คือสัมประสิทธิ์ของ Fourier series สามารถหาได้จาก solar declination และ latitude ในแต่ละ

พื้นที่ คำนวณสองตัวแปรที่ไม่ทราบค่า P และ B ในสมการที่ (4.60) และ (4.61) สามารถคำนวณได้จากค่าสุดท้ายของ thermal inertia P

4.6.2 Soil Moisture Model

เนื่องจากค่า thermal inertia ของน้ำมีค่ามากกว่าของดินที่มีลักษณะแห้ง ดังนั้นปริมาณความชื้นในดินที่เปลี่ยนแปลงจะเป็นสาเหตุให้ค่า thermal inertia ของดินเปลี่ยนแปลง โดยเฉพาะอย่างยิ่งเมื่ออุณหภูมิในช่วงกลางวันและกลางคืนแตกต่างกัน ถ้าสามารถหาค่า thermal inertia จากข้อมูลดาวเทียม ดังนั้นค่าความชื้นในดินจะสามารถหาได้โดยอาศัยความสัมพันธ์ระหว่าง thermal inertia และค่าความชื้นในดิน โดยความสัมพันธ์ของ thermal inertia และค่าความชื้นในดิน กำหนดได้ ดังนี้

$$P = \left\{ 2.1ds \left[1.2 - 0.02 \left(\frac{ds}{d} \right)^w \right] e \left[-0.007 \left(\frac{wds}{d} - 20 \right)^2 \right] + ds \left[0.8 + 0.02 \left(\frac{ds}{d} \right)^w \right] \right\}^{\frac{1}{2}} \times \frac{\left(\frac{0.2w}{d} \right) ds^2}{0.001\sqrt{100}} \quad (4.62)$$

เมื่อ ds คือ ค่าความหนาแน่นของดิน (soil density)

d คือ ค่าความหนาแน่นของน้ำ (water density)

w คือ เปอร์เซ็นต์เชิงน้ำหนัก (weight percentage) ของความชื้นในดิน

จากสมการที่ (4.62) ค่า thermal inertia P และเปอร์เซ็นต์น้ำหนักของความชื้นในดิน จะมีความสัมพันธ์กับแบบหนึ่งต่อหนึ่ง (one-to-one relationship) ดังนั้นเราสามารถสร้างตาราง (lookup table) ซึ่งประกอบด้วย thermal inertia ความหนาแน่นของดิน และค่าความชื้นในดิน เพื่อหาค่าความชื้นในดินจากค่า thermal inertia ได้

4.7 ดรรชนีความแตกต่างพืชพรรณ (Normalized Differential Vegetation Indices, NDVI)

NDVI จะแสดงความสัมพันธ์ระหว่างการสะท้อนแสงอินฟราเรดและการดูดซับแสงสีแดงของพืชที่สมบูรณ์ ค่า NDVI สูง แสดงถึงมวลชีวภาพและความสมบูรณ์ของพืชสูงด้วย การใช้ประโยชน์ส่วนใหญ่เพื่อประมาณการหาความหนาแน่นของพืชว่าพื้นที่ดังกล่าวมีพืชพันธุ์ขึ้นอยู่ อย่างหนาแน่นหรือไม่ ซึ่งสามารถคำนวณได้จาก

$$NDVI = (NIR - RED) / (NIR + RED) \quad (4.63)$$

เมื่อ NIR และ RED คือ ค่าการสะท้อนแสงช่วงความยาวคลื่นของแสงใกล้อินฟราเรด (Near Infrared) และค่าการสะท้อนแสงช่วงความยาวคลื่นของแสงสีแดง (Red) ตามลำดับ

โดยค่าของ NDVI จะอยู่ในช่วง -1 ถึง +1 บริเวณที่ค่า NDVI อยู่ในช่วงค่าลบพื้นที่จะเป็นพื้นที่น้ำ ในบริเวณที่ NDVI เข้าใกล้ศูนย์ แสดงถึงพื้นที่ที่มีพืชพรรณสีเขียวน้อย และในพื้นที่ที่มีพืชพรรณสีเขียวปกคลุมมากจะมีค่าเข้าใกล้ +1 เนื่องจากคุณสมบัตินี้ NDVI จึงเป็นเครื่องมือในการวิเคราะห์และทำนายการเปลี่ยนแปลงของพืชพรรณที่มีผลจากการกระทบจากสิ่งแวดล้อมรอบๆ ได้ ค่า NDVI จากภาพถ่ายดาวเทียมมีการพัฒนาอย่างต่อเนื่องจนกระทั่งใช้เพื่อตรวจจับความผิดปกติของพืชพรรณที่มีผลมาจากความแห้งไม่ว่าจะเป็นพื้นที่บริเวณใดบนโลก

เนื่องจากค่า NDVI ไม่สามารถบอกความแห้งแล้งในพื้นที่ได้โดยตรง แต่ความแห้งแล้งสามารถหาได้ โดยการเปรียบเทียบค่าดัชนีพืชพรรณในเวลาที่ต้องการ และค่าเฉลี่ยระยะยาวของดัชนีพืชพรรณในบริเวณเดียวกัน แต่เวลาที่แตกต่างกัน

5. วิธีดำเนินการศึกษา

การดำเนินการศึกษาดรรชนีความแห้งแล้งในเอกสารวิจัยฉบับนี้มีทั้งสิ้น 7 วิธีซึ่งสามารถแสดงในรูปของแผนภูมิ ดังรูปที่ 5.1



รูปที่ 5.1 แผนภูมิแสดงวิธีดำเนินการศึกษา

สำหรับรายละเอียดของวิธีดำเนินการ มีดังนี้

- 5.1 ศึกษาทฤษฎีความแห้งแล้งและดัชนีความแห้งแล้ง
- 5.2 กำหนดเทคนิคและวิธีศึกษาดรรชนีความแห้งแล้ง
- 5.3 สำรวจพื้นที่และติดตั้งอุปกรณ์ตรวจวัดความชื้นในดิน
- 5.4 ตรวจวัดความชื้นในดิน บริเวณพื้นที่ศึกษาเดือนละ 1-2 ครั้ง เมื่อสภาพแวดล้อมเอื้ออำนวย
- 5.5 กำหนดค่าดรรชนีความแห้งแล้งทั้ง 7 วิธี ได้แก่ EDI, GMI, SPI, MAI, AI, SMest, NDVI โดยเขียนโปรแกรมคอมพิวเตอร์ช่วยในการคำนวณ
- 5.6 วิเคราะห์เชิงพื้นที่ ด้วยวิธี Kriging Interpolation โดยใช้โปรแกรม Arcview เพื่อหาค่าดรรชนีความแห้งแล้งในพิกัดเดียวกับที่ทำการตรวจวัดความชื้นในดินภาคสนาม รวมทั้งเพื่อนำเสนอในรูปแบบแผนที่เชิงตัวเลข โดยใช้เกณฑ์ดรรชนีวัดความแห้งแล้งพิจารณาระดับความรุนแรงของความแห้งแล้ง
- 5.7 ทดสอบหาความสัมพันธ์เชิงเส้นของดรรชนีความแห้งแล้งกับข้อมูลการตรวจวัดความชื้นในดินภาคสนาม โดยใช้โปรแกรม SPSS
- 5.8 สรุปผลการศึกษาและจัดทำรายงาน

ส่วนขั้นตอนการคำนวณเพื่อหาค่าดรรชนีความแห้งแล้งต่างๆ ในแต่ละวิธี และตัวอย่างการคำนวณดรรชนีความแห้งแล้งทางอุตุนิยมวิทยาของปี พ.ศ. 2553 ดังต่อไปนี้

วิธีที่ 1 ดรรชนีความแห้งแล้งแสดงผลกระทบเนื่องจากฝน (Effective Drought Index: EDI)

- (1) รวบรวมข้อมูลปริมาณฝนรายวันตั้งแต่ปี พ.ศ. 2494-2553 จำนวน 123 สถานี
- (2) นำข้อมูลปริมาณฝนรายวันมาทำการคำนวณหาดรรชนีชี้วัดความแห้งแล้งแสดงผลกระทบเนื่องจากฝน ซึ่งมีขั้นตอนการคำนวณ 3 ขั้นตอนดังนี้
 - ขั้นตอนที่ 1 คำนวณปริมาณฝนในแต่ละวันที่พืชสามารถนำไปใช้ประโยชน์ (Daily effective precipitation: EP) โดยใช้เทคนิคของอนุกรมเวลา (time series)
 - ขั้นตอนที่ 2 คำนวณหาค่าความแตกต่างระหว่าง EP รายวันของปีที่ศึกษา (พ.ศ. 2553) และค่าเฉลี่ยของ EP รายวันคาบ 58 ปี (พ.ศ. 2494-2552) เพื่อนำไปคำนวณหาปริมาณฝนที่จำเป็นหรือที่พืชขาดแคลนเพื่อกลับเข้าสู่ภาวะปกติ (PRN)
 - ขั้นตอนที่ 3 คำนวณหาค่าดรรชนีความแห้งแล้ง EDI จากค่า PRN และค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของ PRN (ST(PRN)) จากสูตร

$$EDI = \frac{PRN}{ST(PRN)}$$

วิธีที่ 2 ธรรมชาติความแห้งแล้งทางด้านเกษตรกรรมตามฤดูกาลมรสุม (Generalized Monsoon Index: GMI)

(1) รวบรวมข้อมูลปริมาณฝนรายเดือนของเดือน มิถุนายน(P_6) กรกฎาคม (P_7) สิงหาคม (P_8) และกันยายน (P_9) เพื่อคำนวณค่า GMI ในช่วงมรสุมตะวันตกเฉียงใต้พัดปกคลุมประเทศไทย (Southwest Monsoon: SW) ตั้งแต่ปี พ.ศ. 2494-2553 จากสูตร

$$\text{เมื่อสิ้นเดือนมิถุนายน } GMI_6 = 0.125P_6$$

$$\text{เมื่อสิ้นเดือนกรกฎาคม } GMI_7 = 0.125P_6 + 0.125P_7$$

$$\text{เมื่อสิ้นเดือนสิงหาคม } GMI_8 = 0.125P_6 + 0.125P_7 + 0.5P_8$$

$$\text{เมื่อสิ้นเดือนกันยายน } GMI_9 = 0.125P_6 + 0.125P_7 + 0.5P_8 + 0.25P_9$$

(2) รวบรวมข้อมูลปริมาณฝนรายเดือนของเดือน ตุลาคม(P_{10}) พฤศจิกายน (P_{11}) ธันวาคม (P_{12}) และมกราคม (P_1) เพื่อคำนวณค่า GMI ในช่วงมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือพัดปกคลุมประเทศไทย (Northeast Monsoon: NE) ตั้งแต่ปี พ.ศ. 2494-2553 จากสูตร

$$\text{เมื่อสิ้นเดือนมิถุนายน } GMI_{10} = 0.125P_{10}$$

$$\text{เมื่อสิ้นเดือนกรกฎาคม } GMI_{11} = 0.125P_{10} + 0.125P_{11}$$

$$\text{เมื่อสิ้นเดือนสิงหาคม } GMI_{12} = 0.125P_{10} + 0.125P_{11} + 0.5P_{12}$$

$$\text{เมื่อสิ้นเดือนกันยายน } GMI_1 = 0.125P_{10} + 0.125P_{11} + 0.5P_{12} + 0.25P_1$$

(3) นำค่า GMI ของแต่ละสถานีในช่วงเดือนที่ศึกษาตั้งแต่ปี พ.ศ. 2494-2553 มาวิเคราะห์ให้อยู่ในรูปของเปอร์เซ็นต์ไทล์ (percentile rank) เพื่อหา GMI_{pct} ของปี พ.ศ. 2553

วิธีที่ 3 ธรรมชาติความแห้งแล้งของฝนที่ต่างจากค่าปกติ (Standardized Precipitation Index: SPI)

(1) รวบรวมข้อมูลปริมาณฝนรายวันตั้งแต่ปี พ.ศ. 2494-2552 จำนวน 123 สถานี มาหาปริมาณฝนสะสมราย 3 เดือน 6 เดือน 9 เดือน หรือ 12 เดือน เพื่อนำมาคำนวณหาค่าสัมประสิทธิ์ α และ β

(2) คำนวณหาฟังก์ชันความหนาแน่นน่าจะเป็นสะสม (Cumulative probability density function: $G(x)$) จากค่าสัมประสิทธิ์ α , β และปริมาณฝนสะสมปี พ.ศ.2553 ราย 3 เดือน 6 เดือน 9 เดือน หรือ 12 เดือน

(3) เนื่องจากเกมมาฟังก์ชันจะหาค่าไม่ได้เมื่อ $x = 0$ แต่โดยทั่วไปแล้วปริมาณฝนจะมีค่า 0 (ไม่มีรายงานฝนตก) ดังนั้นจึงต้องแปลงฟังก์ชันความหนาแน่นน่าจะเป็นสะสม ดังนี้

$$H(x) = q + (1 - q)G(x)$$

เมื่อ q คือ ความน่าจะเป็นที่จะไม่มีรายงานฝนตก ซึ่งมีค่าเท่ากับจำนวนวันที่ไม่มีฝนตกหารด้วยจำนวนวันที่เราศึกษา

(4) นำค่า $H(x)$ มาแปลงเป็นค่าปกติมาตรฐาน (standard normal) ที่มีค่าเฉลี่ยเท่ากับ ศูนย์และความแปรปรวนมีค่าเท่ากับ 1 ซึ่งคือค่า SPI

วิธีที่ 4 ดรรชนีความชื้นที่เป็นประโยชน์สำหรับพืช (Moisture Available Index: MAI)

- (1) รวบรวมข้อมูลรายวันของอุณหภูมิสูงสุด อุณหภูมิต่ำสุด ความชื้นสัมพัทธ์ ความเร็วลม และความยาวนานของแสงแดดของปี พ.ศ. 2553
- (2) คำนวณหาค่า psychometric constant (γ) จากค่าความสูงสถานีเหนือระดับน้ำทะเล
- (3) คำนวณหาค่าความชันของกราฟความดันไอน้ำอิ่มตัวกับอุณหภูมิ (Δ) จากค่าอุณหภูมิเฉลี่ย
- (4) คำนวณหาความดันไอน้ำเฉลี่ยของบรรยากาศ (e_a) จากค่าความชื้นสัมพัทธ์
- (5) คำนวณหาความดันไอน้ำอิ่มตัวเฉลี่ยของบรรยากาศ (e_s) จากค่าอุณหภูมิสูงสุดและอุณหภูมิต่ำสุด
- (6) คำนวณหาความเร็วลมที่ความสูง 2 เมตร (U_2) จากค่าความเร็วลม
- (7) คำนวณหารังสีดวงอาทิตย์สุทธิ (R_n) จากค่าความนานของแสงแดด
- (8) คำนวณการคายระเหยน้ำของพืชรายวัน (PET หรือ ET_o) จากค่า γ , Δ , e_a , e_s , U_2 และ R_n
- (9) หาปริมาณฝนรวมราย 10 วัน (P) คำนวณการคายระเหยน้ำของพืชราย 10 วัน (PET) เพื่อนำมาหาค่าดรรชนีความชื้นที่เป็นประโยชน์สำหรับพืช (MAI) ราย 10 วัน จากสูตร

$$MAI = P/PET$$

วิธีที่ 5 ดรรชนีความแห้งแล้งที่ผิดปกติทางด้านเกษตรกรรม (Aridity Anomaly Index: AI)

- (1) รวบรวมข้อมูลรายวันของอุณหภูมิสูงสุด อุณหภูมิต่ำสุด ความชื้นสัมพัทธ์ ความเร็วลม และความยาวนานแสงแดด ปี พ.ศ.2553
- (2) หาค่าเฉลี่ยของข้อมูลราย 10 วันทุกประเภทจากข้อ (1)
- (3) คำนวณหาค่าอัตราการคายระเหยอ้างอิง (ET_o) คำนวณการคายระเหย (ET_p) และการคายระเหยจริง (ET_a) จากอุณหภูมิสูงสุด อุณหภูมิต่ำสุด ความชื้นสัมพัทธ์ ความเร็วลม และความนานแสงแดดจากข้อ (2) โดยใช้โปรแกรม FAO-PMON
- (4) เนื่องจาก $ET_p = K_c \times ET_o$ ในที่นี้ให้ค่าดรรชนีความต้องการน้ำของพืช $K_c = 1$ ซึ่งเป็นค่าดรรชนีความต้องการน้ำของพืชตระกูลหญ้า ดังนั้น $ET_p = ET_o$
- (5) คำนวณหาค่า AI จากค่า ET_p และ ET_a จากสูตร

$$AI = \left(\frac{ET_p - ET_a}{ET_p} \right) \times 100$$

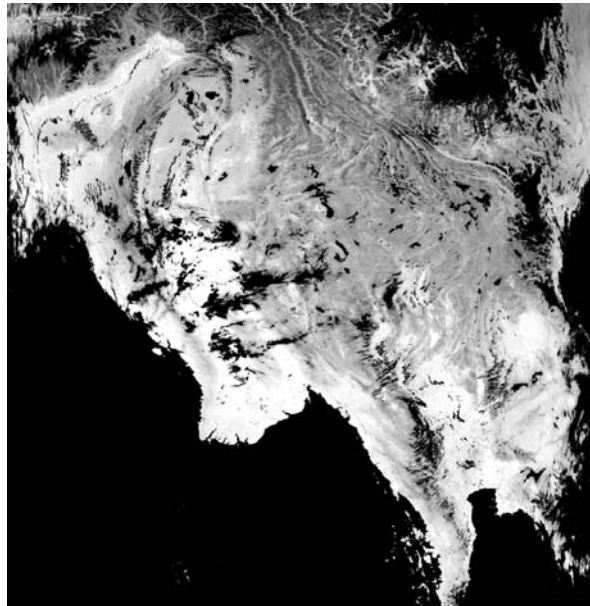
วิธีที่ 6 ความชื้นในดินที่คำนวณได้จากภาพถ่ายดาวเทียม (Soil Moisture Estimate from Satellite image: SMest)

(1) ดาวน์โหลดภาพถ่ายดาวเทียม MODIS Level 1B:MODIS/Terra Calibrated Radiances 5-Min L1B Swath 1km V005 ,และ Level 2 : MODIS/Terra Land Surface Temperature/Emissivity 5-Min L2 Swath 1km V005 ในช่วงเวลากลางวันและกลางคืน จากเว็บไซต์

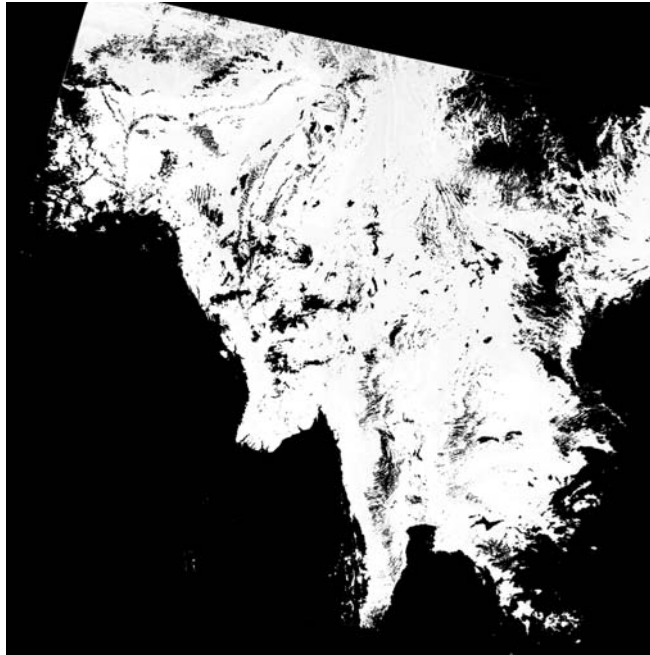
<https://wist.echo.nasa.gov/api/>

(2) เมื่อได้ภาพถ่ายดาวเทียมที่ได้จากเว็บไซต์จะต้องทำ Pre-processing ดังนี้

(2.1) ใส่พิกัดทางภูมิศาสตร์ (Geo-reference)

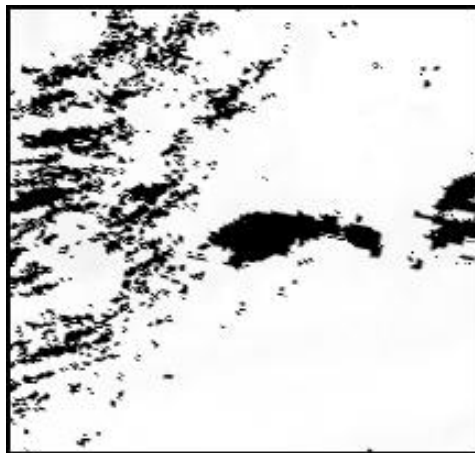


รูปที่ 5.2 Land Surface Temperature วันที่ 13 พฤศจิกายน พ.ศ. 2551 ก่อนทำ Geo-reference



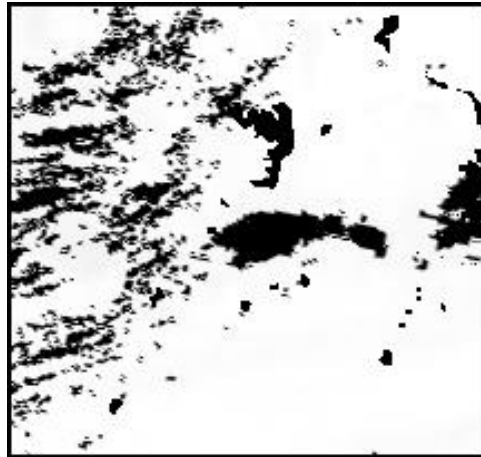
รูปที่ 5.3 Land Surface Temperature วันที่ 13 พฤศจิกายน พ.ศ. 2551 หลังทำ Geo-reference

(2.2) ตัดภาพให้เหลือเฉพาะพื้นที่ศึกษาบริเวณจังหวัดขอนแก่นและจังหวัดใกล้เคียง



รูปที่ 5.4 Land Surface Temperature บริเวณพื้นที่ศึกษา

(2.3) ลบข้อมูลที่อยู่บริเวณแหล่งน้ำ



รูปที่ 5.5 Land Surface Temperature บริเวณพื้นที่ศึกษาตัดแหล่งน้ำออก

(3) การประมวลผล (Processing) ภาพถ่ายดาวเทียม เพื่อหาค่า Thermal Inertia ดังนี้

(3.1) การคำนวณค่า Surface Albedo โดยใช้ข้อมูล MODIS/Terra Calibrated Radiances 5-Min L1B Swath 1km V005

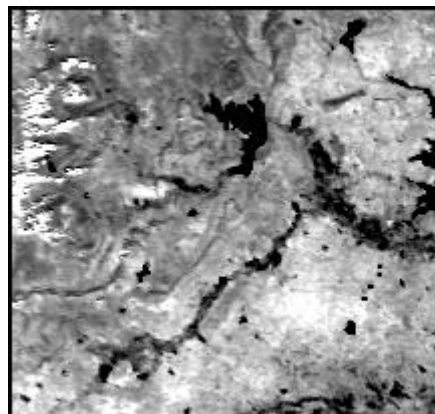
(3.1.1) คำนวณค่า Spectral reflectance ของ band 1 และ 2 ตามสมการ

$$\alpha_i = \frac{(\alpha_i' b - a) + a(1 - \alpha_i')e^{(a-b)\epsilon\tau_0^{\sec\theta'}}}{(\alpha_i' b - a) + b(1 - \alpha_i')e^{(a-b)\epsilon\tau_0^{\sec\theta'}}$$

เมื่อ $i = \text{band } 1, 2$

(3.1.2) คำนวณค่า Surface Albedo (α_{short}) ตามสมการ

$$\alpha_{short} = 0.160\alpha_1 + 0.291\alpha_2$$



รูปที่ 5.6 Surface Albedo วันที่ 6 มกราคม พ.ศ. 2552

(3.2) การคำนวณค่าอุณหภูมิที่แตกต่างกันในช่วงเวลากลางวันและกลางคืน ดังนี้

(3.2.1) คำนวณค่า Tmax โดยใช้ข้อมูล Level 2: MODIS/Terra Land Surface Temperature/Emissivity 5-Min L2 Swath 1km V005 ในช่วงเวลากลางวัน ตามสมการ

$$T_{\max} = LSTd + \frac{(LSTd - LSTn)\cos[(\omega t_{\max}) - \cos(\omega t_1)]}{\cos(\omega t_1) - \cos(\omega t_2)}$$

เมื่อ $t_{\max} = 14.00$ น.

$t_{\min} = 02.00$ น.

t_1 = เวลาที่ดาวเทียมเคลื่อนผ่านในเวลากลางวัน

t_2 = เวลาที่ดาวเทียมเคลื่อนผ่านในเวลากลางคืน

(3.2.2) คำนวณค่า Tmin โดยใช้ข้อมูล Level 2: MODIS/Terra Land Surface Temperature/Emissivity 5-Min L2 Swath 1km V005 ในช่วงเวลากลางคืน ตามสมการ

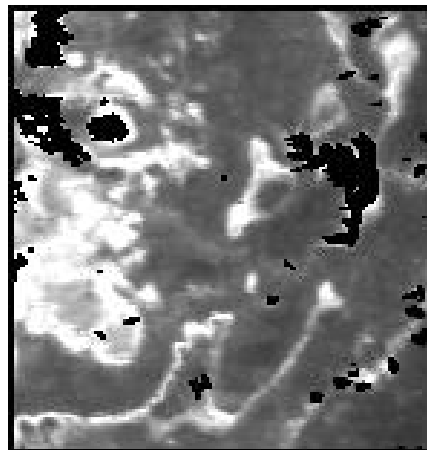
$$T_{\min} = LSTn + \frac{(LSTd - LSTn)\cos[(\omega t_{\min}) - \cos(\omega t_2)]}{\cos(\omega t_1) - \cos(\omega t_2)}$$

(3.2.3) คำนวณค่าอุณหภูมิที่แตกต่างกันในช่วงเวลากลางวันและกลางคืน จากสมการ

$$\Delta T = T_{\max} - T_{\min}$$

(3.3) คำนวณค่า Thermal Inertia (P) จาก α_{short} และ ΔT โดยใช้สมการ

$$P = \frac{(1-A)S_0C_t}{\Delta T\sqrt{\omega}} \left(\frac{A_1 \cos(\omega t_1 - \delta_1) - \cos(\omega t_2 - \delta_1)}{\sqrt{1 + \frac{1}{b} + \frac{1}{2b^2}}} + \frac{A_2 \cos(2\omega t_1 - \delta_2) - \cos(\omega t_2 - \delta_2)}{\sqrt{2 + \frac{\sqrt{2}}{b} + \frac{1}{2b^2}}} \right)$$



รูปที่ 5.7 Thermal Inertia วันที่ 26 มกราคม พ.ศ.2552

(4) สร้าง Look-up Table จากค่า Thermal Inertia ที่คำนวณได้ ตามสมการ

$$P = \left\{ 2.1ds \left[1.2 - 0.02 \left(\frac{ds}{d} \right)_w \right] e^{\left[-0.007 \left(\frac{wds}{d} - 20 \right)^2 \right]} + ds \left[0.8 + 0.02 \left(\frac{ds}{d} \right)_w \right] \right\}^{\frac{1}{2}} \times \frac{\left(\frac{0.2w}{d} \right) ds^2}{0.001\sqrt{100}}$$

ตารางที่ 5.1 ตัวอย่าง Lookup table ของค่าความชื้นดิน (w) และค่า thermal inertia (P) ที่ความหนาแน่นดิน $ds = 2.65 \text{ Mg m}^{-3}$

w	5.00	5.01	5.02	5.03	5.04	5.05	5.06	5.07	5.08
P	239.17	239.81	240.46	241.10	241.74	242.38	243.02	243.66	244.30
w	5.09	5.10	5.11	5.12	5.13	5.14	5.15	5.16	5.17
P	244.94	245.59	246.23	246.87	247.51	248.16	248.80	249.45	250.09
w	5.18	5.19	5.20	5.21	5.22	5.23	5.24	5.25	5.26
P	250.73	251.38	252.02	252.66	253.30	253.95	254.59	255.23	255.88
w	...	24.93	24.94	24.95	24.96	24.97	24.98	24.99	25.00
P	...	1303.0	1303.9	1304.8	1305.6	1306.5	1307.3	1308.2	1309.1

(5) หาค่าความชื้นในดิน (w) จากค่า P ในข้อ (3.3) โดยใช้ค่า w และ P จาก Lookup table ในข้อ (4)

วิธีที่ 7 ตรวจจับความแตกต่างพืชพรรณ (Normalized Differential Vegetation Indices, NDVI)

(1) รวบรวมข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม ในการศึกษาครั้งนี้ข้อมูลที่ใช้เป็นข้อมูลผลิตภัณฑ์จาก Terra/Aqua (MODIS) ชุด MOD13A2 ซึ่งเป็นข้อมูล NDVI ได้ทำการดาวน์โหลดข้อมูลผ่านทางเว็บไซต์ของ LP DAAC (<http://edcdaac.usgs.gov/dataproducts.asp>) ระหว่าง เดือนกันยายน ปี 2553 ถึง เดือน พฤษภาคม ปี 2554 เป็นข้อมูลราย 16 วัน และมีความละเอียดเชิงพื้นที่ 1000 เมตร

(2) ปรับแก้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมโดย

(2.1) ต่อข้อมูลภาพจากดาวเทียมระบบ โมดิส เนื่องจากข้อมูล NDVI จากดาวเทียมทั้งประเทศไทยจะครอบคลุมพื้นที่ 4 ระวังของดัชนีภาพของดาวเทียมระบบโมดิส จึงต้องทำการต่อภาพทั้งสองเข้าด้วยกันเพื่อให้ครอบคลุมพื้นที่ศึกษาทั้งหมด

(2.2) เปลี่ยน Map projection

(3) ทำแผนที่แสดงค่า NDVI ราย 16 วัน

6. ผลการศึกษา

6.1 การติดตั้งเครื่องมือวัดความชื้นในดิน

ในปี 2552 คณะทำงานได้เดินทางไปตรวจสอบและติดตั้ง Access tube ซึ่งเป็นอุปกรณ์ประกอบในการวัดความชื้นในดินด้วยเครื่องวัดความชื้นในดินตามลำดับชั้นดิน (vertical soil moisture profiles) แบบพกพา โดยสามารถวัดค่าความชื้นดินได้ 6 ระดับ ที่ระดับ 10, 20, 30, 40, 60 และ 100 เซนติเมตร รวมทั้งเก็บตัวอย่างดินบริเวณที่ติดตั้ง Access tube เพื่อนำไปหาความชื้นในดิน ในพื้นที่จังหวัดขอนแก่นและจังหวัดชัยภูมิ จำนวน 4 จุด พร้อมทั้งได้สำรวจจุดที่ติดตั้ง Access tube อยู่ก่อนแล้วจำนวน 1 จุด ที่จะนำข้อมูลผลการตรวจวัดมาใช้ในการศึกษานี้ คือสถานีอุตุวิทยามหาวิทยาลัยราชภัฏ จังหวัดขอนแก่น

รายละเอียดของบริเวณที่ติดตั้ง Access tube จำนวน 5 จุด ดังนี้

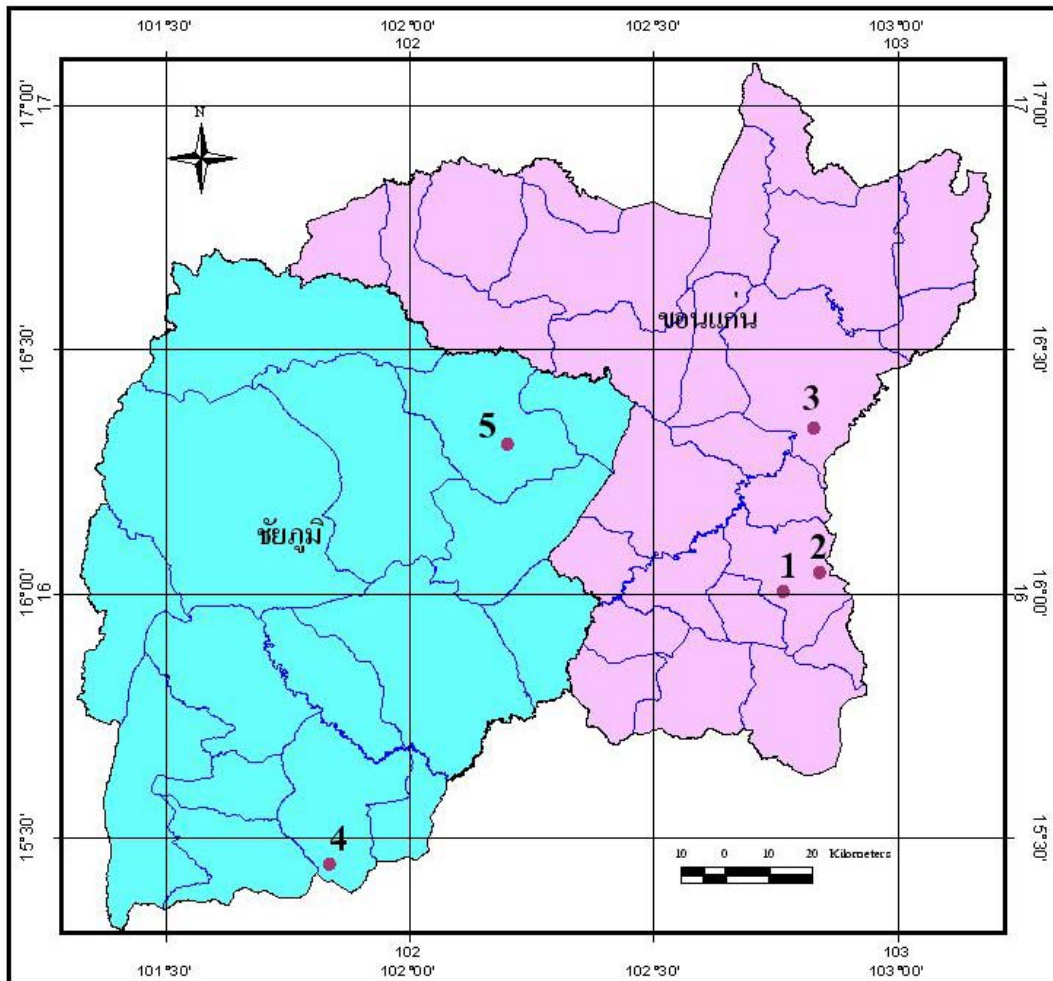
1. บริเวณนาข้าว เขตน้ำฝน บ้านหนองคุณ ต.แคนเหนือ อ.บ้านไผ่ จ.ขอนแก่น
ที่ละติจูด 16.0027° เหนือ ลองจิจูด 102.7644° ตะวันออก
2. บริเวณแปลงปลูกมันสำปะหลัง บ้านโคกก่อง ต.หินตั้ง อ.บ้านไผ่ จ.ขอนแก่น
ที่ละติจูด 16.0403° เหนือ ลองจิจูด 102.8390° ตะวันออก
3. สถานีอุตุวิทยามหาวิทยาลัยราชภัฏ อ.ท่าพระ จ.ขอนแก่น
ที่ละติจูด 16.3362° เหนือ ลองจิจูด 102.8267° ตะวันออก
4. บริเวณแปลงปลูกอ้อย บ้านบัวผักเจริญ ต.กวางโจน อ.ภูเขียว จ.ชัยภูมิ
ที่ละติจูด 6.3042° เหนือ ลองจิจูด 102.1999° ตะวันออก
5. บริเวณแปลงปลูกข้าวโพด บ้านหนองบัวโคก ต.หนองบัวโคก อ.จตุรัส จ.ชัยภูมิ
ที่ละติจูด 15.4428° เหนือ ลองจิจูด 101.8348° ตะวันออก

สำหรับแผนที่แสดงบริเวณที่ติดตั้ง Access tube เพื่อตรวจวัดความชื้นในดินทั้ง 5 จุดข้างต้น ในพื้นที่จังหวัดขอนแก่นและชัยภูมิ แสดงดังรูปที่ 6.1

ในปี 2554 คณะทำงานได้เดินทางไปตรวจสอบและติดตั้ง Access tube เพิ่มเติมในพื้นที่จังหวัดขอนแก่น อุดรธานี มหาสารคาม และชัยภูมิ จำนวน 24 จุด

รายละเอียดของบริเวณที่ติดตั้ง Access tube จำนวน 23 จุด ในปี 2554 ดังนี้

1. บริเวณนาข้าว เขตน้ำฝน บ้านหนองคุณ ต.แคนเหนือ อ.บ้านไผ่ จ.ขอนแก่น
ที่ละติจูด 16.0027° เหนือ ลองจิจูด 102.7644° ตะวันออก
2. บริเวณแปลงปลูกมันสำปะหลัง บ้านโคกก่อง ต.หินตั้ง อ.บ้านไผ่ จ.ขอนแก่น
ที่ละติจูด 16.0403° เหนือ ลองจิจูด 102.8390° ตะวันออก

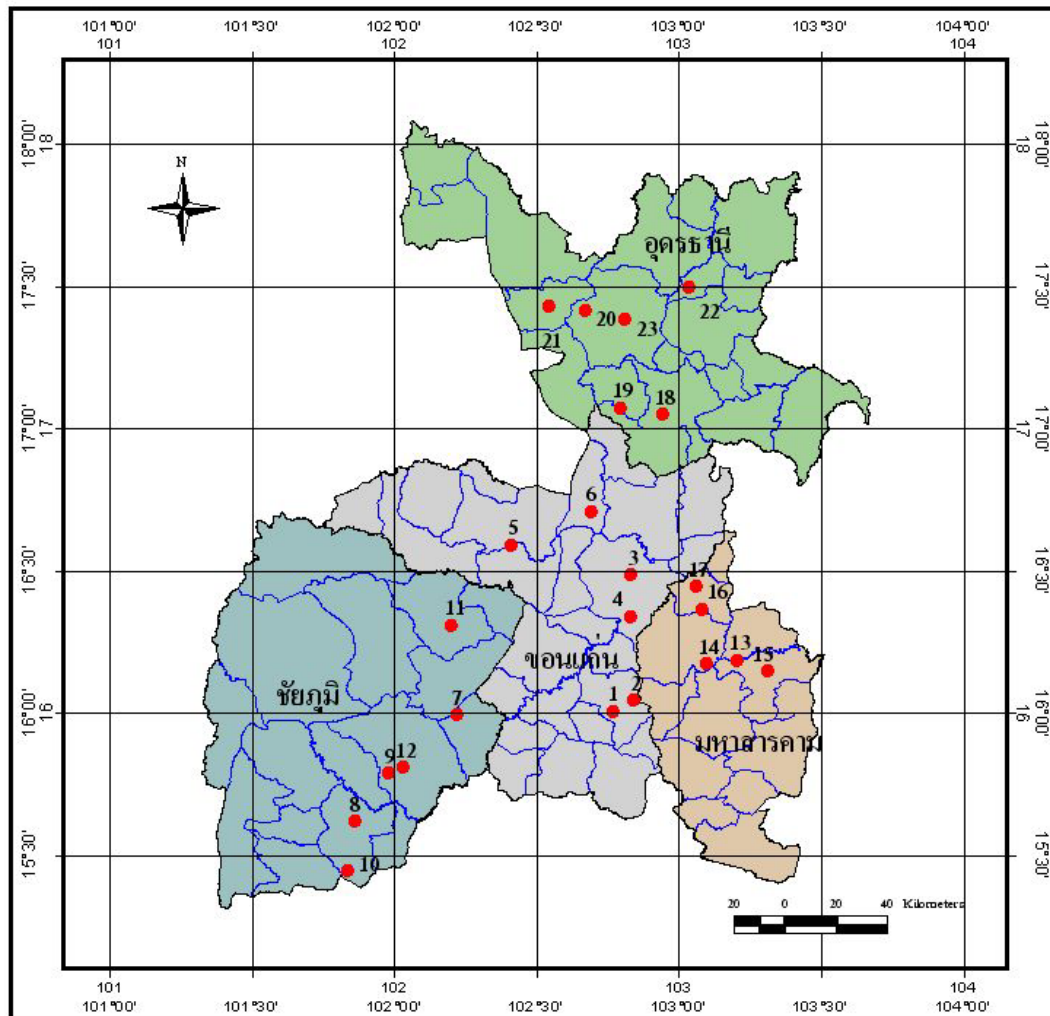


รูปที่ 6.1 แผนที่แสดงบริเวณที่ติดตั้ง Access tube ปี 2552

3. บริเวณแปลงปลูกอ้อย ศูนย์วิจัยพืชไร่ขอนแก่น ต.ศิลา อ.เมือง จ.ขอนแก่น
ที่ละติจูด 16.4830° เหนือ ลองจิจูด 102.8281° ตะวันออก
4. สถานีอุตุนิยมวิทยาเกษตรท่าพระ อ.ท่าพระ จ. ขอนแก่น
ที่ละติจูด 16.3362° เหนือ ลองจิจูด 102.8267° ตะวันออก
5. บริเวณแปลงปลูกอ้อย หมู่บ้านถ้ำแซ่ ต.ภูเวียง อ.ภูเวียง จ. ขอนแก่น
ที่ละติจูด 16.5872° เหนือ ลองจิจูด 102.4095° ตะวันออก
6. บริเวณแปลงปลูกอ้อย 75 หมู่ 6 บ้านห้วยยาง ต.ทุ่งโป่ง อ.เขื่อนอุบลรัตน์ จ. ขอนแก่น
ที่ละติจูด 16.7049° เหนือ ลองจิจูด 102.6875° ตะวันออก
7. บริเวณแปลงปลูกอ้อย หมู่ 8 ดงเย็น ต.บ้านไร่ อ.คอนสวรรค์ จ.ชัยภูมิ
ที่ละติจูด 15.9895° เหนือ ลองจิจูด 102.2170° ตะวันออก
8. บริเวณแปลงปลูกมันสำปะหลัง หมู่ 13 บ้านมะเกลือ ต.บ้านกอก อ.จัตุรัส จ.ชัยภูมิ
ที่ละติจูด 15.6148° เหนือ ลองจิจูด 101.8577° ตะวันออก

9. บริเวณแปลงปลูกมันสำปะหลัง หมู่ 17 บ้านหนองบัวขาว ต.ชีลอง อ.เมือง จ.ชัยภูมิ
ที่ละติจูด 15.7854° เหนือ ลองจิจูด 101.9793° ตะวันออก
10. บริเวณแปลงปลูกข้าวโพด บ้านหนองบัวโคก ต.หนองบัวโคก อ.จัตุรัส จ.ชัยภูมิ
ที่ละติจูด 15.4428° เหนือ ลองจิจูด 101.8348° ตะวันออก
11. บริเวณแปลงปลูกอ้อย บ้านบัวผักเกวียน ต.กวางโจน อ.ภูเขียว จ.ชัยภูมิ
ที่ละติจูด 16.3042° เหนือ ลองจิจูด 102.1999° ตะวันออก
12. สถานีอุตุนิยมวิทยาชัยภูมิ อ.เมือง จ.ชัยภูมิ
ที่ละติจูด 15.8059° เหนือ ลองจิจูด 102.0278° ตะวันออก
13. บริเวณแปลงปลูกอ้อย ศูนย์วิจัยและพัฒนาการเกษตรมหาสารคาม ต.ท่าสองคอน อ.เมือง
จ.มหาสารคาม ที่ละติจูด 16.1825° เหนือ ลองจิจูด 103.2031° ตะวันออก
14. บริเวณแปลงปลูกอ้อย บ้านหนองกุงน้อย ต.แก้งแก อ.โกสุมพิสัย จ.มหาสารคาม
ที่ละติจูด 16.1692° เหนือ ลองจิจูด 103.0942° ตะวันออก
15. บริเวณแปลงปลูกหญ้า ศูนย์วิจัยทดสอบพันธุ์สัตว์มหาสารคาม ต.แวงนาง อ.เมือง
จ.มหาสารคาม ที่ละติจูด 16.1433° เหนือ ลองจิจูด 103.3094° ตะวันออก
16. บริเวณไร่นาสวนผสม บ้านเขื่อน หมู่ที่ 1 ต.เขื่อน อ.โกสุมพิสัย จ.มหาสารคาม
ที่ละติจูด 16.3620° เหนือ ลองจิจูด 103.0811° ตะวันออก
17. บริเวณแปลงปลูกหญ้า สถานีพัฒนาอาหารสัตว์มหาสารคาม อ.เชียงยืน จ.มหาสารคาม
ที่ละติจูด 16.4394° เหนือ ลองจิจูด 103.0602° ตะวันออก
18. บริเวณแปลงปลูกอ้อย ตำบลห้วยเก็ง อ.กุมภวาปี จ.อุดรธานี
ที่ละติจูด 17.0443° เหนือ ลองจิจูด 102.9409° ตะวันออก
19. บริเวณแปลงปลูกอ้อย บ้านนาเหล่า หมู่ 11 ต.หนองกุงสี อ.โนนสะอาด จ.อุดรธานี
ที่ละติจูด 17.0691° เหนือ ลองจิจูด 102.7897° ตะวันออก
20. บริเวณแปลงปลูกอ้อย บ้านหนองโอน ต.เซียงพิณ อ.เมือง จ.อุดรธานี
ที่ละติจูด 17.4114° เหนือ ลองจิจูด 102.6673° ตะวันออก
21. บริเวณแปลงปลูกหญ้า สถานีพัฒนาอาหารสัตว์ อ.กุดจับ จ.อุดรธานี
ที่ละติจูด 17.4267° เหนือ ลองจิจูด 102.5431° ตะวันออก
22. บริเวณแปลงปลูกมันสำปะหลัง บ้านคอนกลอย หมู่ 7 ต.คอนกลอย อ.พิบูลย์รักษ์ จ.อุดรธานี
ที่ละติจูด 17.4894° เหนือ ลองจิจูด 103.0316° ตะวันออก
23. สถานีอุตุนิยมวิทยาเกษตรอุดรธานี อ.เมือง จ.อุดรธานี
ที่ละติจูด 17.3771° เหนือ ลองจิจูด 102.8093° ตะวันออก

สำหรับแผนที่แสดงบริเวณที่ติดตั้ง Access tube เพื่อตรวจวัดความชื้นในดินทั้ง 23 จุดข้างต้น ในพื้นที่จังหวัดขอนแก่น ชัยภูมิ มหาสารคาม และอุดรธานี แสดงดังรูปที่ 6.2



รูปที่ 6.2 แผนที่แสดงบริเวณที่ติดตั้ง Access tube ปี 2554

6.2 การตรวจวัดความชื้นในดิน

คณะทำงานได้ทำการตรวจวัดความชื้นในดินที่ระดับความลึกต่างๆ จำนวน 6 ระดับ ที่ระดับ 10, 20, 30, 40, 60 และ 100 เซนติเมตร โดย Profile probe PR2/6 ซึ่งผลิตโดยบริษัท Delta-T Devices Ltd. ประเทศอังกฤษ ซึ่งทำการตรวจวัดความชื้นในดินในพื้นที่จังหวัดขอนแก่นและชัยภูมิ จำนวน 5 จุด ตั้งแต่เดือนมกราคม 2553 ถึงปัจจุบัน โดยตรวจวัดเดือนละ 1-2 ครั้ง เมื่อสภาพแวดล้อมเอื้ออำนวย เช่น ในวันที่ไม่มีฝนตก หรือไม่มีน้ำท่วมขังในแปลงปลูก

สำหรับจุดที่ได้ติดตั้งในปี 2554 ในพื้นที่จังหวัดขอนแก่น ชัยภูมิ มหาสารคาม และอุดรธานี ได้เริ่มตรวจวัดความชื้นในดินตั้งแต่เดือนสิงหาคม 2554 เป็นต้นไป แต่ข้อมูลยังไม่ได้นำมาใช้วิเคราะห์ในการศึกษานี้

6.3 การวิเคราะห์ความสัมพันธ์ของดัชนีความแห้งแล้ง

ในการหาความสัมพันธ์ของตัวแปรระหว่างค่าดัชนีความแห้งแล้ง AI, EDI, GMI, MAI, SPI, SMest และ NDVI แต่ละชนิดและความชื้นในดิน ข้อมูลที่นำมาใช้คือ ข้อมูลสารประกอบอุตุนิยมหาวิทยาลัยเพื่อมาคำนวณหาค่าดัชนีความแห้งแล้งต่างๆ และข้อมูลการตรวจวัดความชื้นในดินบริเวณ 5 จุด ที่ได้ทำการสำรวจและติดตั้งในปี 2552 ระหว่างเดือนมกราคม 2553 ถึงเดือนเมษายน 2554

การหาความสัมพันธ์โดยการหาค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์แบบเพียร์สัน (Pearson coefficient of correlation) ซึ่งมีสัญลักษณ์คือ r และค่า r นี้จะอยู่ในช่วง -1 ถึง 1 ค่าที่อยู่ตรงกลางคือ 0 หมายความว่าไม่มีความสัมพันธ์ในเชิงเส้นตรงเลย ส่วนเครื่องหมายบวกหรือลบจะบอกให้ทราบว่าตัวแปรทั้งสองมีความสัมพันธ์ในทิศทางใด ถ้าเป็นเครื่องหมายลบจะบอกให้ทราบว่าตัวแปรทั้งสองมีความสัมพันธ์ในทิศทางตรงกันข้าม แต่ถ้าเป็นเครื่องหมายบวกจะบอกให้ทราบว่าตัวแปรทั้งสองมีความสัมพันธ์กันในทิศทางเดียวกัน

การพิจารณาตัวแปรระหว่างค่าดัชนีความแห้งแล้งชนิดต่างๆและความชื้นในดินโดยการหาค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์แบบเพียร์สัน จะพิจารณาจากเกณฑ์ดังนี้

ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์	ระดับความสัมพันธ์
.80 ขึ้นไป	สูงหรือสูงมาก
.60-.79	ค่อนข้างสูง
.40-.59	ปานกลาง
.20-.39	ค่อนข้างต่ำ
ต่ำกว่า.20	ต่ำ

การคำนวณค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (r) จากสูตร

$$r_{xy} = \frac{N \sum XY - \sum X \sum Y}{\sqrt{[N \sum X^2 - (\sum X)^2][N \sum Y^2 - (\sum Y)^2]}}$$

เมื่อ X คือ ค่าดัชนีความแห้งแล้ง

Y คือ ค่าความชื้นในดิน

N คือ จำนวนข้อมูล

6.3.1 ความสัมพันธ์ระหว่างดัชนีความแห้งแล้งและความชื้นในดินบริเวณพื้นที่ปลูกอ้อย

ผลการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างดัชนีความแห้งแล้ง AI, EDI, GMI, MAI, SPI, SMest, NDVI และความชื้นในดิน ณ บริเวณพื้นที่ปลูกอ้อย บ้านบัวพักเกวียน ต.กวางโจน อ.ภูเขียว จ.ชัยภูมิ ดังตารางที่ 6.1 โดยที่ระดับนัยสำคัญ 0.05 ที่ยอมรับได้มีดังนี้

ดัชนี AI และความชื้นในดินมีความสัมพันธ์กันในระดับปานกลางในทิศทางตรงกันข้ามที่ระดับความลึกของดิน 10 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ $-.508$

ดัชนี EDI และความชื้นในดินมีความสัมพันธ์กันในระดับปานกลางในทิศทางตรงกันข้ามที่ระดับความลึกของดิน 20 และ 100 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ $-.480$ และ $-.519$ ตามลำดับ และมีความสัมพันธ์กันในระดับค่อนข้างสูงในทิศทางตรงกันข้ามที่ระดับความลึกของดิน 30 และ 40 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ $-.646$ และ $-.619$ ตามลำดับ

ตารางที่ 6.1 สหสัมพันธ์เพียร์สันระหว่างค่าดัชนีความแห้งแล้งและความชื้นในดิน ณ บริเวณพื้นที่ปลูกอ้อย

ดัชนีความแห้งแล้ง		ระดับความลึกของดิน (เซนติเมตร)					
		10	20	30	40	60	100
AI	Pearson Correlation(r)	-.508*	-.357	-.327	-.108	-.255	-.092
	Sig.(2-tail)	.026	.146	.171	.659	.293	.707
	N	19	18	19	19	19	19
EDI	Pearson Correlation(r)	-.440	-.480*	-.646*	-.619*	-.402	-.519*
	Sig.(2-tail)	.059	.044	.003	.005	.088	.023
	N	19	18	19	19	19	19
GMI	Pearson Correlation(r)	.668	.583	.871	.863	.773	.816
	Sig.(2-tail)	.218	.303	.055	.060	.125	.092
	N	5	5	5	5	5	5
MAI	Pearson Correlation(r)	.674*	.686*	.513*	.381	.458*	.028
	Sig.(2-tail)	.002	.002	.025	.108	.048	.909
	N	19	19	19	19	19	19
SPI	Pearson Correlation(r)	.215	-.033	.307	.232	-.107	.138
	Sig.(2-tail)	.376	.897	.201	.340	.664	.574
	N	19	18	19	19	19	19
SMest	Pearson Correlation(r)	-.560	-.588	-.588	-.499	-.536	-.468
	Sig.(2-tail)	.191	.165	.165	.254	.215	.290
	N	7	7	7	7	7	7
NDVI	Pearson Correlation(r)	.125	.461	.860	.577	.379	.674
	Sig.(2-tail)	.920	.695	.340	.608	.752	.529
	N	3	3	3	3	3	3

** Correlation is significant at the 0.01 level(2-tail)

* Correlation is significant at the 0.05 level(2-tail)

N คือ จำนวนข้อมูล

พรรณไม้ MAI และความชื้นในดินมีความสัมพันธ์กันในระดับค่อนข้างสูงในทิศทางเดียวกันที่ระดับความลึกของดิน 10 และ 20 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ .674 และ .686 ตามลำดับ และมีความสัมพันธ์กันในระดับปานกลางในทิศทางเดียวกันที่ระดับความลึกของดิน 30 และ 60 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ .513 และ .458 ตามลำดับ

6.3.2 ความสัมพันธ์ระหว่างพรรณไม้ความแห้งแล้งและความชื้นในดินบริเวณพื้นที่ปลูกมันสำปะหลัง

ผลการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างพรรณไม้ความแห้งแล้ง AI, EDI, GMI, MAI, SPI, SMest, NDVI และความชื้นในดิน ณ บริเวณพื้นที่ปลูกมันสำปะหลัง บ้านโคกก่อง ต.หินตั้ง อ.บ้านไผ่ จ.ขอนแก่น ดังตารางที่ 6.2 โดยที่ระดับนัยสำคัญ 0.05 ที่ยอมรับได้มีดังนี้

ตารางที่ 6.2 สหสัมพันธ์เพียร์สันระหว่างค่าพรรณไม้ความแห้งแล้งและความชื้นในดิน ณ บริเวณพื้นที่ปลูกมันสำปะหลัง

พรรณไม้ความแห้งแล้ง		ระดับความลึกของดิน (เซนติเมตร)					
		10	20	30	40	60	100
AI	Pearson Correlation(r)	-.669*	-.641*	-.617*	-.615*	-.578*	.006
	Sig.(2-tail)	.001	.002	.003	.003	.006	.979
	N	21	20	21	21	21	21
EDI	Pearson Correlation(r)	-.610*	-.675*	-.692*	-.690*	-.682*	-.265
	Sig.(2-tail)	.003	.001	.001	.001	.001	.245
	N	21	20	21	21	21	21
GMI	Pearson Correlation(r)	.778*	.869*	.826*	.843*	.767*	.429
	Sig.(2-tail)	.039	.011	.022	.017	.044	.337
	N	7	7	7	7	7	7
MAI	Pearson Correlation(r)	.485*	.583*	.528*	.552*	.508*	.020
	Sig.(2-tail)	.026	.007	.014	.010	.019	.933
	N	21	20	21	21	21	21
SPI	Pearson Correlation(r)	.256	.259	.270	.280	.358	.590*
	Sig.(2-tail)	.263	.270	.236	.219	.111	.005
	N	21	20	21	21	21	21
SMest	Pearson Correlation(r)	.632	-.250	-.166	-.192	-.121	-.425
	Sig.(2-tail)	.178	.632	.753	.715	.819	.401
	N	6	6	6	6	6	6
NDVI	Pearson Correlation(r)	.955*	.949	.954*	.937	.775	-.559
	Sig.(2-tail)	.045	.051	.046	.063	.225	.441
	N	4	4	4	4	4	4

** Correlation is significant at the 0.01 level (2-tail)

* Correlation is significant at the 0.05 level (2-tail)

N คือ จำนวนข้อมูล

ดรชนี AI และความชื้นในดินมีความสัมพันธ์กันในระดับค่อนข้างสูงในทิศทางตรงกันข้ามที่ระดับความลึกของดิน 10, 20, 30 และ 40 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ -.669, -.641, -.617 และ -.615 ตามลำดับ นอกจากนี้ยังมีความสัมพันธ์กันในระดับปานกลางในทิศทางตรงกันข้ามที่ระดับความลึกของดิน 60 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ -.578

ดรชนี EDI และความชื้นในดินมีความสัมพันธ์กันในระดับค่อนข้างสูงในทิศทางตรงกันข้ามที่ระดับความลึกของดิน 10, 20, 30, 40 และ 60 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ -.610, -.675, -.692, -.690 และ -.682 ตามลำดับ

ดรชนี GMI และความชื้นในดินมีความสัมพันธ์กันในระดับค่อนข้างสูงในทิศทางเดียวกันที่ระดับความลึกของดิน 10 และ 60 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ .778 และ .767 ตามลำดับ และมีความสัมพันธ์กันในระดับสูงหรือสูงมากในทิศทางเดียวกันที่ระดับความลึกของดิน 20, 30 และ 40 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ .869, .826 และ .843 ตามลำดับ

ดรชนี MAI และความชื้นในดินมีความสัมพันธ์กันในระดับปานกลางในทิศทางเดียวกันที่ระดับความลึกของดิน 10, 20, 30, 40 และ 60 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ .485, .583, .528, .552 และ .508 ตามลำดับ

ดรชนี SPI และความชื้นในดินมีความสัมพันธ์กันในระดับปานกลางในทิศทางเดียวกันที่ระดับความลึกของดิน 100 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ .590

ดรชนี NDVI และความชื้นในดิน มีความสัมพันธ์กันในระดับสูงหรือสูงมากในทิศทางเดียวกันที่ระดับความลึกของดิน 10 และ 30 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ .995 และ .954 ตามลำดับ

6.3.3 ความสัมพันธ์ระหว่างดรชนีความแห้งแล้งและความชื้นในดินบริเวณพื้นที่ปลูกข้าวโพด

ผลการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างดรชนีความแห้งแล้ง AI, EDI, GMI, MAI, SPI, SMest, NDVI และความชื้นของดิน ณ บริเวณพื้นที่ปลูกข้าวโพด บ้านหนองบัวโคก ต.หนองบัวโคก อ.จตุรัส จ.ขอนแก่น ดังตารางที่ 6.3 โดยที่ระดับนัยสำคัญ 0.05 ที่ยอมรับได้มี ดังนี้

ดรชนี AI และความชื้นในดินมีความสัมพันธ์กันในระดับค่อนข้างสูงในทิศทางตรงกันข้ามที่ระดับความลึกของดิน 10 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ -.628

ดรชนี EDI และความชื้นในดินมีความสัมพันธ์กันในระดับปานกลางในทิศทางเดียวกันที่ระดับความลึกของดิน 30 และ 40 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ .523 และ .503 ตามลำดับ

ดรชนี MAI และความชื้นในดินมีความสัมพันธ์กันในระดับค่อนข้างสูงในทิศทางเดียวกันที่ระดับความลึกของดิน 10, 20 และ 30 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ .674, .614 และ .678 ตามลำดับ และมีความสัมพันธ์กันในระดับปานกลางในทิศทางเดียวกันที่ระดับความลึกของดิน 40 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ .508

ตารางที่ 6.3 สหสัมพันธ์เพียร์สันระหว่างค่าดัชนีความแห้งแล้งและความชื้นในดิน ณ บริเวณพื้นที่ปลูกข้าวโพด

ดัชนีความแห้งแล้ง		ระดับความลึกของดิน (เซนติเมตร)					
		10	20	30	40	60	100
AI	Pearson Correlation(r)	-.628*	-.322	-.340	-.249	-.118	.229
	Sig.(2-tail)	.009	.207	.167	.319	.640	.360
	N	16	17	18	18	18	18
EDI	Pearson Correlation(r)	.455	.355	.523*	.503*	.410	.191
	Sig.(2-tail)	.076	.162	.026	.033	.091	.448
	N	16	17	18	18	18	18
GMI	Pearson Correlation(r)	-.501	-.418	.132	.368	.737	.636
	Sig.(2-tail)	.389	.484	.832	.542	.155	.249
	N	5	5	5	5	5	5
MAI	Pearson Correlation(r)	.674*	.614*	.678*	.508*	.379	.176
	Sig.(2-tail)	.004	.009	.002	.032	.121	.485
	N	16	17	18	18	18	18
SPI	Pearson Correlation(r)	-.202	-.313	-.214	-.141	-.117	.219
	Sig.(2-tail)	.453	.221	.394	.577	.643	.383
	N	16	17	18	18	18	18
SMest	Pearson Correlation(r)	.714	.816	.820	.826	.811	-.505
	Sig.(2-tail)	.493	.092	.089	.085	.096	.386
	N	3	5	5	5	5	5
NDVI	Pearson Correlation(r)	.938	.951	.953	.952	.887	.995
	Sig.(2-tail)	.225	.200	.195	.198	.305	.066
	N	3	3	3	3	3	3

** Correlation is significant at the 0.01 level(2-tail)

* Correlation is significant at the 0.05 level(2-tail)

N คือ จำนวนข้อมูล

6.3.4 ความสัมพันธ์ระหว่างดัชนีความแห้งแล้งและความชื้นในดินบริเวณพื้นที่นาข้าว

ผลการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างดัชนีความแห้งแล้ง AI, EDI, GMI, MAI, SPI, SMest และความชื้นของดิน ณ บริเวณพื้นที่นาข้าว บ้านหนองคู ต.แคนเหนือ อ.บ้านไผ่ จ.ขอนแก่น ดังตารางที่ 6.4 โดยที่ระดับนัยสำคัญ 0.05 ที่ยอมรับได้มี ดังนี้

ดัชนี MAI และความชื้นในดินมีความสัมพันธ์กันในระดับค่อนข้างสูงในทิศทางตรงกันข้ามที่ระดับความลึกของดิน 60 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ -.603

ดัชนี SPI และความชื้นในดิน มีความสัมพันธ์กันในระดับปานกลางในทิศทางเดียวกันที่ระดับความลึกของดิน 60 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ .509

ตารางที่ 6.4 สหสัมพันธ์เพียร์สันระหว่างค่าดัชนีความแห้งแล้งและความชื้นในดิน ณ บริเวณพื้นที่นาข้าว

ดัชนีความแห้งแล้ง		ระดับความลึกของดิน (เซนติเมตร)					
		10	20	30	40	60	100
AI	Pearson Correlation(r)	.093	-.070	-.087	.094	.158	.371
	Sig.(2-tail)	.732	.804	.749	.730	.558	.157
	N	16	15	16	16	16	16
EDI	Pearson Correlation(r)	-.383	-.423	-.269	-.112	.134	-.298
	Sig.(2-tail)	.143	.116	.313	.679	.620	.262
	N	16	15	16	16	16	16
GMI	Pearson Correlation(r)	.284	.922	-.188	-.420	-.239	.337
	Sig.(2-tail)	.816	.254	.880	.724	.847	.781
	N	3	3	3	3	3	3
MAI	Pearson Correlation(r)	-.059	.037	-.028	-.179	-.603*	.290
	Sig.(2-tail)	.827	.895	.917	.506	.013	.276
	N	16	15	16	16	16	16
SPI	Pearson Correlation(r)	.085	.260	.403	.453	.509*	.201
	Sig.(2-tail)	.754	.350	.122	.078	.044	.456
	N	16	15	16	16	16	16
SMest	Pearson Correlation(r)	.255	.256	.231	-.311	-.410	-.472
	Sig.(2-tail)	.679	.678	.709	.611	.492	.423
	N	5	5	5	5	5	5

** Correlation is significant at the 0.01 level (2-tail)

* Correlation is significant at the 0.05 level (2-tail)

N คือ จำนวนข้อมูล

6.3.4 ความสัมพันธ์ระหว่างดัชนีความแห้งแล้งและความชื้นในดิน ณ สถานีอุตุนิยมวิทยาเกษตรท่าพระ

ผลการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างดัชนีความแห้งแล้ง AI, EDI, GMI, MAI, SPI, SMest, NDVI และความชื้นของดิน ณ สถานีอุตุนิยมวิทยาเกษตรท่าพระ ต.ท่าพระ อ.เมือง จ.ขอนแก่น ดังตารางที่ 6.5 โดยที่ระดับนัยสำคัญ 0.05 ที่ยอมรับได้มี ดังนี้

ดัชนี AI และความชื้นในดินมีความสัมพันธ์กันในระดับค่อนข้างสูงในทิศทางตรงกันข้ามที่ระดับความลึกของดิน 10 และ 20 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ -.764 และ -.695 ตามลำดับ และมีความสัมพันธ์กันในระดับปานกลางในทิศทางตรงกันข้ามที่ระดับความลึกของดิน 30 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ -.561

ดัชนี EDI และความชื้นในดิน มีความสัมพันธ์กันในระดับค่อนข้างสูงในทิศทางตรงกันข้ามที่ระดับความลึกของดิน 20, 60 และ 100 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ -.642, -.740 และ -.636

ตามลำดับ และมีความสัมพันธ์กันในระดับปานกลางในทิศทางตรงกันข้ามที่ระดับความลึกของดิน 10, 30 และ 40 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ -.562, -.548 และ -.517 ตามลำดับ

ตารางที่ 6.5 สหสัมพันธ์เพียร์สันระหว่างค่าดัชนีความแห้งแล้งและความชื้นในดิน ณ สถานี
อุตุนิยมวิทยาเกษตรท่าพระ

ดัชนีความแห้งแล้ง		ระดับความลึกของดิน (เซนติเมตร)					
		10	20	30	40	60	100
AI	Pearson Correlation(r)	-.764*	-.695*	-.561	-.397	-.435	-.194
	Sig.(2-tail)	.000	.001	.012	.092	.063	.425
	N	19	19	19	19	19	19
EDI	Pearson Correlation(r)	-.562*	-.642*	-.548*	-.517*	-.740*	-.636*
	Sig.(2-tail)	.012	.003	.015	.024	.000	.003
	N	19	19	19	19	19	19
GMI	Pearson Correlation(r)	.613	.662	.434	.306	.518	.412
	Sig.(2-tail)	.196	.152	.390	.555	.292	.417
	N	6	6	6	6	6	6
MAI	Pearson Correlation(r)	.286	.324	.212	.105	.179	-.044
	Sig.(2-tail)	.235	.176	.383	.669	.464	.857
	N	19	16	19	19	19	19
SPI	Pearson Correlation(r)	.258	.159	.314	.274	.231	.274
	Sig.(2-tail)	.287	.515	.191	.257	.342	.256
	N	19	19	19	19	19	19
SMest	Pearson Correlation(r)	.524	-.763	-.553	-.583	-.769	-.755
	Sig.(2-tail)	.286	.078	.255	.225	.074	.083
	N	6	6	6	6	6	6
NDVI	Pearson Correlation(r)	.132	.198	.106	.172	.118	.192
	Sig.(2-tail)	.868	.802	.894	.828	.882	.808
	N	4	4	4	4	4	4

** Correlation is significant at the 0.01 level (2-tail)

* Correlation is significant at the 0.05 level (2-tail)

N คือจำนวนข้อมูล

นอกจากนี้เพื่อให้สามารถวิเคราะห์เปรียบเทียบได้อย่างชัดเจน จึงได้สรุปความสัมพันธ์ระหว่างดัชนีความแห้งแล้งและความชื้นของดินของสถานที่ต่างๆ จำแนกตามชนิดของความแห้งแล้ง คือ AI, EDI, GMI, MAI, SPI, SMest และ NDVI ดังตารางที่ 6.7 ถึง 6.13 ตามลำดับ

ตารางที่ 6.6 ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของค่าพรรณนั AI และความชื้นในดินระดับต่างๆ

สถานที่		ระดับความลึกของดิน (เซนติเมตร)					
		10	20	30	40	60	100
ปลุกอ้อย	Pearson Correlation(r)	-.508*	-.357	-.327	-.108	-.255	-.092
	Sig.(2-tail)	.026	.146	.171	.659	.293	.707
	N	19	18	19	19	19	19
ปลุกมันสำปะหลัง	Pearson Correlation(r)	-.669*	-.641*	-.617*	-.615*	-.578*	.006
	Sig.(2-tail)	.001	.002	.003	.003	.006	.979
	N	21	20	21	21	21	21
ปลุกข้าวโพด	Pearson Correlation(r)	-.628*	-.322	-.340	-.249	-.118	.229
	Sig.(2-tail)	.009	.207	.167	.319	.640	.360
	N	16	17	18	18	18	18
นาข้าว	Pearson Correlation(r)	.093	-.070	-.087	.094	.158	.371
	Sig.(2-tail)	.732	.804	.749	.730	.558	.157
	N	16	15	16	16	16	16
สภ.ท่าพระ	Pearson Correlation(r)	-.764*	-.695*	-.561	-.397	-.435	-.194
	Sig.(2-tail)	.000	.001	.012	.092	.063	.425
	N	19	19	19	19	19	19

** Correlation is significant at the 0.01 level (2-tail)

* Correlation is significant at the 0.05 level (2-tail)

N คือจำนวนข้อมูล

ตารางที่ 6.7 ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของค่าดัชนี EDI และความชื้นในดินระดับต่างๆ

สถานที่		ระดับความลึกของดิน (เซนติเมตร)					
		10	20	30	40	60	100
ปลุกอ้อย	Pearson Correlation(r)	-.440	-.480*	-.646*	-.619*	-.402	-.519*
	Sig.(2-tail)	.059	.044	.003	.005	.088	.023
	N	19	18	19	19	19	19
ปลุกมันสำปะหลัง	Pearson Correlation(r)	-.610*	-.675*	-.692*	-.690*	-.682*	-.265
	Sig.(2-tail)	.003	.001	.001	.001	.001	.245
	N	21	20	21	21	21	21
ปลุกข้าวโพด	Pearson Correlation(r)	.455	.355	.523*	.503*	.410	.191
	Sig.(2-tail)	.076	.162	.026	.033	.091	.448
	N	16	17	18	18	18	18
นาข้าว	Pearson Correlation(r)	-.383	-.423	-.269	-.112	.134	-.298
	Sig.(2-tail)	.143	.116	.313	.679	.620	.262
	N	16	15	16	16	16	16
สภ.ท่าพระ	Pearson Correlation(r)	-.562*	-.642*	-.548*	-.517*	-.740*	-.636*
	Sig.(2-tail)	.012	.003	.015	.024	.000	.003
	N	19	19	19	19	19	19

** Correlation is significant at the 0.01 level (2-tail)

* Correlation is significant at the 0.05 level (2-tail)

N คือจำนวนข้อมูล

ตารางที่ 6.8 ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของค่าตรวจนี้ GMI และความชื้นในดิน ระดับต่างๆ

สถานที่		ระดับความลึกของดิน (เซนติเมตร)					
		10	20	30	40	60	100
ปลุกอ้อย	Pearson Correlation(r)	.668	.583	.871	.863	.773	.816
	Sig.(2-tail)	.218	.303	.055	.060	.125	.092
	N	5	5	5	5	5	5
ปลุกมันสำปะหลัง	Pearson Correlation(r)	.778*	.869*	.826*	.843*	.767*	.429
	Sig.(2-tail)	.039	.011	.022	.017	.044	.337
	N	7	7	7	7	7	7
ปลุกข้าวโพด	Pearson Correlation(r)	-.501	-.418	.132	.368	.737	.636
	Sig.(2-tail)	.389	.484	.832	.542	.155	.249
	N	5	5	5	5	5	5
นาข้าว	Pearson Correlation(r)	.284	.922	-.188	-.420	-.239	.337
	Sig.(2-tail)	.816	.254	.880	.724	.847	.781
	N	3	3	3	3	3	3
สภ.ท่าพระ	Pearson Correlation(r)	.613	.662	.434	.306	.518	.412
	Sig.(2-tail)	.196	.152	.390	.555	.292	.417
	N	6	6	6	6	6	6

** Correlation is significant at the 0.01 level (2-tail)

* Correlation is significant at the 0.05 level (2-tail)

N คือจำนวนข้อมูล

ตารางที่ 6.9 ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของค่าดัชนี MAI และความชื้นในดินระดับต่างๆ

สถานที่		ระดับความลึกของดิน (เซนติเมตร)					
		10	20	30	40	60	100
ปลูกอ้อย	Pearson Correlation(r)	.674*	.686*	.513*	.381	.458*	.028
	Sig.(2-tail)	.002	.002	.025	.108	.048	.909
	N	19	19	19	19	19	19
ปลูกมันสำปะหลัง	Pearson Correlation(r)	.485*	.583*	.528*	.552*	.508*	.020
	Sig.(2-tail)	.026	.007	.014	.010	.019	.933
	N	21	20	21	21	21	21
ปลูกข้าวโพด	Pearson Correlation(r)	.674*	.614*	.678*	.508*	.379	.176
	Sig.(2-tail)	.004	.009	.002	.032	.121	.485
	N	16	17	18	18	18	18
นาข้าว	Pearson Correlation(r)	-.059	.037	-.028	-.179	-.603*	.290
	Sig.(2-tail)	.827	.895	.917	.506	.013	.276
	N	16	15	16	16	16	16
สภ.ท่าพระ	Pearson Correlation(r)	.286	.324	.212	.105	.179	-.044
	Sig.(2-tail)	.235	.176	.383	.669	.464	.857
	N	19	16	19	19	19	19

**Correlation is significant at the 0.01 level (2-tail)

* Correlation is significant at the 0.05 level (2-tail)

N คือ จำนวนข้อมูล

ตารางที่ 6.10 ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของค่าดัชนี SPI และความชื้นในดินระดับต่างๆ

สถานที่		ระดับความลึกของดิน (เซนติเมตร)					
		10	20	30	40	60	100
ปลุกอ้อย	Pearson Correlation(r)	.215	-.033	.307	.232	-.107	.138
	Sig.(2-tail)	.376	.897	.201	.340	.664	.574
	N	19	18	19	19	19	19
ปลุกมันสำปะหลัง	Pearson Correlation(r)	.256	.259	.270	.280	.358	.590*
	Sig.(2-tail)	.263	.270	.236	.219	.111	.005
	N	21	20	21	21	21	21
ปลุกข้าวโพด	Pearson Correlation(r)	-.202	-.313	-.214	-.141	-.117	.219
	Sig.(2-tail)	.453	.221	.394	.577	.643	.383
	N	16	17	18	18	18	18
นาข้าว	Pearson Correlation(r)	.085	.260	.403	.453	.509*	.201
	Sig.(2-tail)	.754	.350	.122	.078	.044	.456
	N	16	15	16	16	16	16
สภ.ท่าพระ	Pearson Correlation(r)	.258	.159	.314	.274	.231	.274
	Sig.(2-tail)	.287	.515	.191	.257	.342	.256
	N	19	19	19	19	19	19

**Correlation is significant at the 0.01 level (2-tail)

* Correlation is significant at the 0.05 level (2-tail)

N คือ จำนวนข้อมูล

ตารางที่ 6.11 ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของค่าพรรณนิ SMest และความชื้นในดินระดับต่างๆ

สถานที่		ระดับความลึกของดิน (เซนติเมตร)					
		10	20	30	40	60	100
ปลุกอ้อย	Pearson Correlation(r)	-.560	-.588	-.588	-.499	-.536	-.468
	Sig.(2-tail)	.191	.165	.165	.254	.215	.290
	N	7	7	7	7	7	7
ปลุกมันสำปะหลัง	Pearson Correlation(r)	.632	-.250	-.166	-.192	-.121	-.425
	Sig.(2-tail)	.178	.632	.753	.715	.819	.401
	N	6	6	6	6	6	6
ปลุกข้าวโพด	Pearson Correlation(r)	.714	.816	.820	.826	.811	-.505
	Sig.(2-tail)	.493	.092	.089	.085	.096	.386
	N	3	5	5	5	5	5
นาข้าว	Pearson Correlation(r)	.255	.256	.231	-.311	-.410	-.472
	Sig.(2-tail)	.679	.678	.709	.611	.492	.423
	N	5	5	5	5	5	5
สภ.ท่าพระ	Pearson Correlation(r)	.524	-.763	-.553	-.583	-.769	-.755
	Sig.(2-tail)	.286	.078	.255	.225	.074	.083
	N	6	6	6	6	6	6

** Correlation is significant at the 0.01 level (2-tail)

* Correlation is significant at the 0.05 level (2-tail)

N คือ จำนวนข้อมูล

ตารางที่ 6.12 ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของค่าดัชนี NDVI และความชื้นในดินระดับต่างๆ

สถานที่		ระดับความลึกของดิน (เซนติเมตร)					
		10	20	30	40	60	100
ปลูกอ้อย	Pearson Correlation(r)	.125	.461	.860	.577	.379	.674
	Sig.(2-tail)	.920	.695	.340	.608	.752	.529
	N	3	3	3	3	3	3
ปลูกมันสำปะหลัง	Pearson Correlation(r)	.955*	.949	.954*	.937	.775	-.559
	Sig.(2-tail)	.045	.051	.046	.063	.225	.441
	N	4	4	4	4	4	4
ปลูกข้าวโพด	Pearson Correlation(r)	.938	.951	.953	.952	.887	.995
	Sig.(2-tail)	.225	.200	.195	.198	.305	.066
	N	3	3	3	3	3	3
นาข้าว	Pearson Correlation(r)	.132	.198	.106	.172	.118	.192
	Sig.(2-tail)	.868	.802	.894	.828	.882	.808
	N	4	4	4	4	4	4

** Correlation is significant at the 0.01 level (2-tail)

* Correlation is significant at the 0.05 level (2-tail)

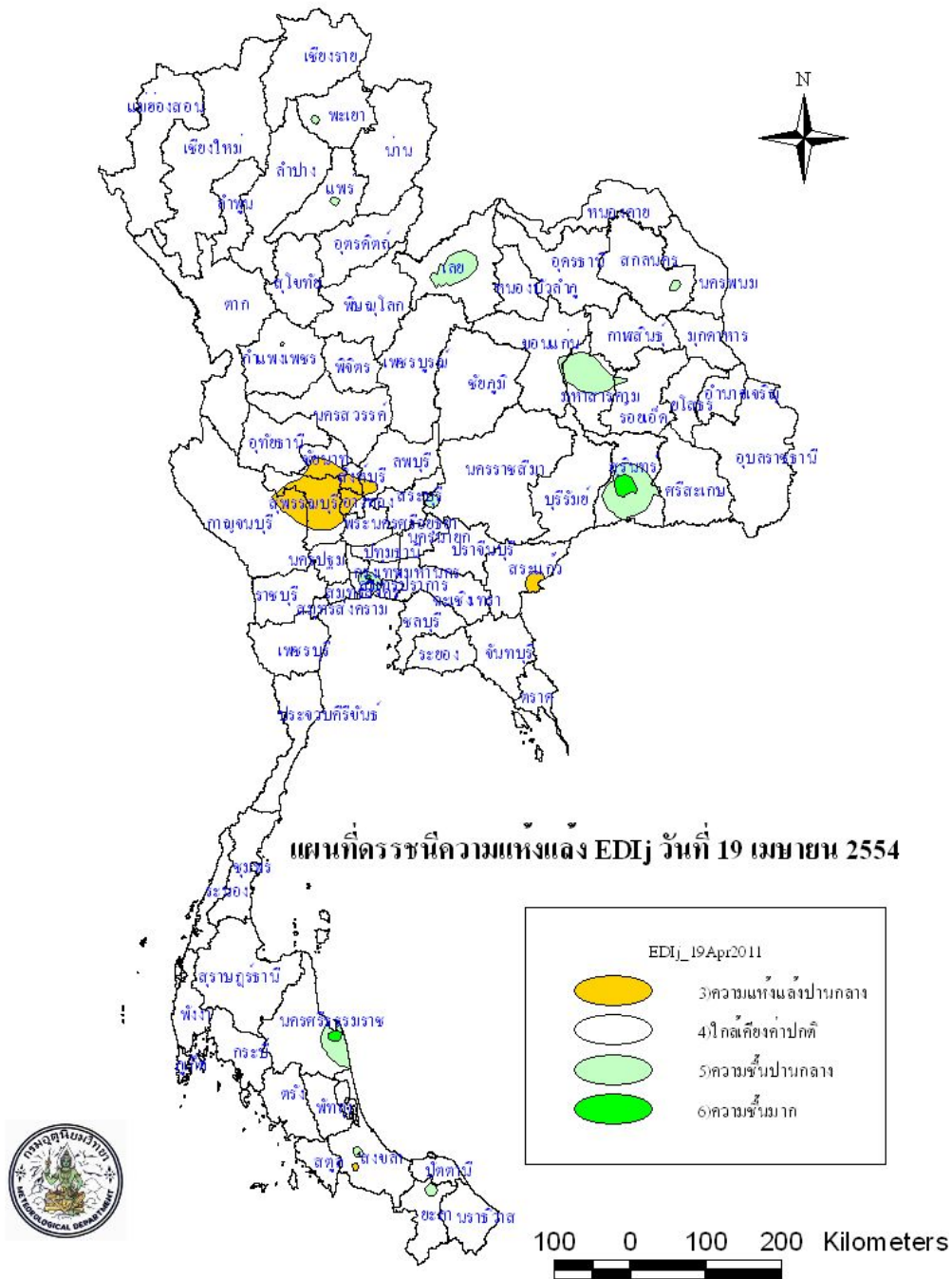
N คือ จำนวนข้อมูล

6.4 ผลผลิตจากการศึกษา

จากผลการศึกษาเทคนิคการประเมินค่าสถานะแห้ง ได้ทำการวิเคราะห์หาค่าดัชนีความแห้งแล้งต่างๆ ในลักษณะแผนที่เชิงตัวเลขแสดงค่าดัชนีความแห้งแล้งของประเทศไทย มาตราส่วน 1:250,000 ซึ่งสามารถนำไปใช้ในเป็นแนวทางในการวิเคราะห์และติดตามสถานะความแห้งแล้งของประเทศไทยได้หลังจากศึกษาสำเร็จแล้วว่าดัชนีความแห้งแล้งใดเหมาะสมที่จะนำมาใช้ในแผนที่ใดของประเทศไทย โดยในเบื้องต้นได้นำเสนอผลผลิตแผนที่แสดงค่าดัชนีความแห้งแล้งต่างๆ ทางอินเทอร์เน็ตของกรมอุตุนิยมวิทยา http://192.168.168.200/met_news/display/forecast_agro.html หรือ <http://www.arcims.tmd.go.th/DailyDATA/drought%20index/Drought%20Index.html> ตัวอย่างแผนที่ประเทศไทยแสดงดัชนีความแห้งแล้งต่างๆ ดังนี้

6.4.1 แผนที่แสดงพื้นที่ความแห้งแล้งตามค่าดัชนี EDI

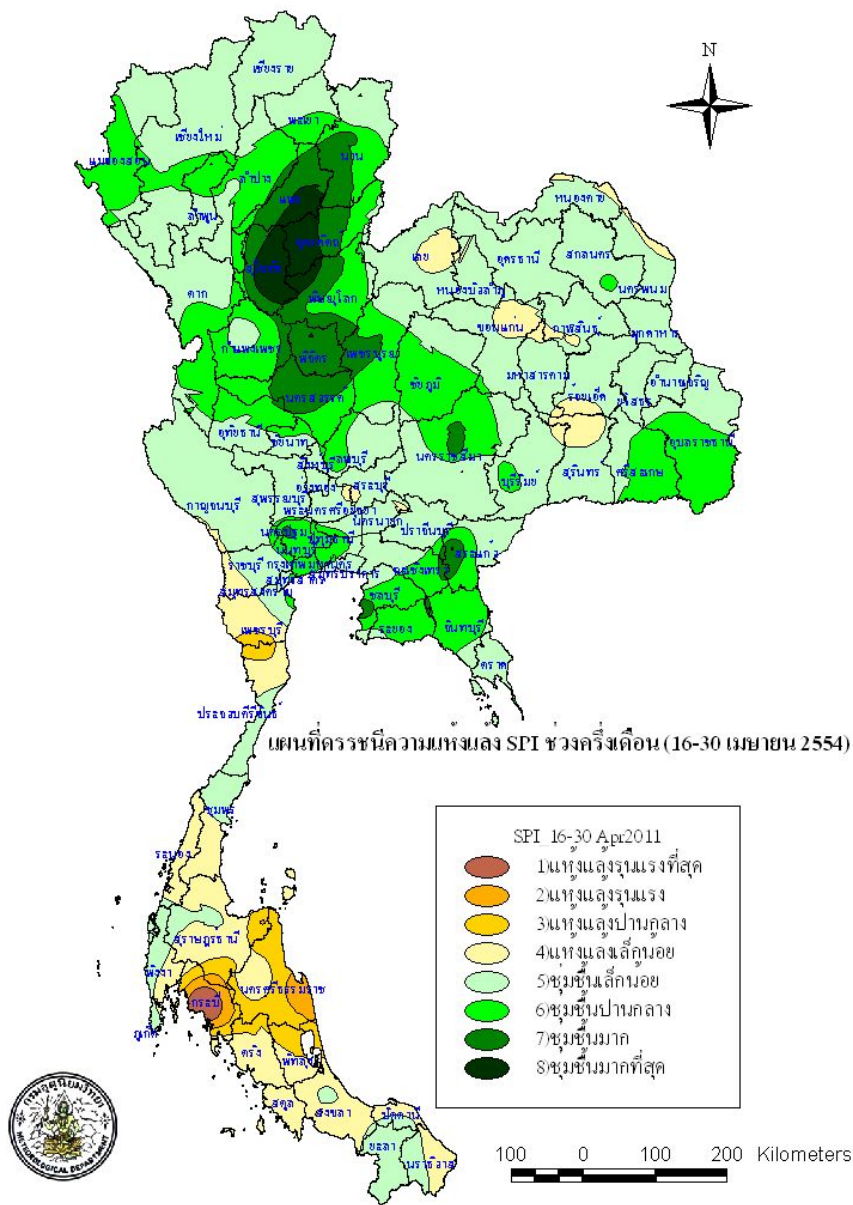
ตัวอย่างแผนที่แสดงความแห้งแล้งตามค่าดัชนี EDI ในวันที่ 19 เมษายน 2554 ดังรูปที่ 6.3 พบว่าส่วนใหญ่มีพื้นที่ที่แห้งแล้งอยู่ในเกณฑ์ปกติ โดยบางพื้นที่ของจังหวัดเลย มหาสารคาม สุรินทร์และนครศรีธรรมราชอยู่ในเกณฑ์มีความชื้นปานกลางถึงมาก เว้นแต่จังหวัดสุพรรณบุรี ชัยนาท สิงห์บุรีอ่างทองและสระแก้วมีพื้นที่ที่แห้งแล้งในเกณฑ์ปานกลาง



รูปที่ 6.3 แผนที่แสดงดัชนี EDI

6.4.2 แผนที่แสดงพื้นที่ความแห้งแล้งตามค่าดัชนี SPI

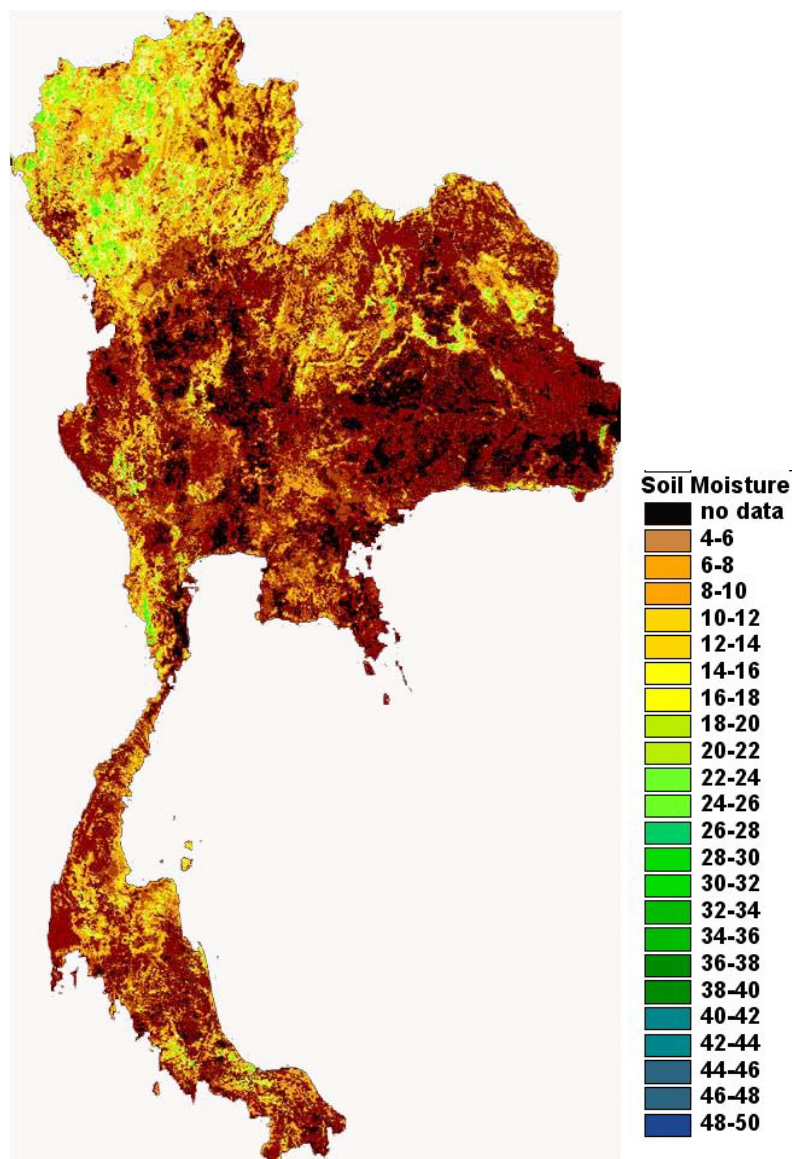
ตัวอย่างแผนที่แสดงความแห้งแล้งตามค่าดัชนี SPI ในช่วงวันที่ 16 - 30 เมษายน 2554 ดังรูปที่ 6.4 พบว่าบริเวณประเทศไทยตอนบน โดยเฉพาะภาคเหนือส่วนใหญ่มีพื้นที่ชุ่มชื้นเล็กน้อยถึงชุ่มชื้นมากที่สุด เว้นแต่บางพื้นที่ของจังหวัดเลย ขอนแก่น กาฬสินธุ์ ร้อยเอ็ด สุรินทร์ และสระบุรี มีพื้นที่ความแห้งแล้งอยู่ในเกณฑ์เล็กน้อย ส่วนภาคใต้ตั้งแต่จังหวัดเพชรบุรีลงไปไม่มีพื้นที่ความแห้งแล้งในเกณฑ์เล็กน้อยถึงแห้งแล้งรุนแรงที่สุด โดยเฉพาะจังหวัดกระบี่ เว้นแต่บางพื้นที่ของจังหวัดประจวบคีรีขันธ์ สุราษฎร์ธานี พังงา สงขลา ยะลา ปัตตานีและนราธิวาสที่มีพื้นที่ชุ่มชื้นเล็กน้อย



รูปที่ 6.4 แผนที่แสดงดัชนี SPI

6.4.3 แผนที่แสดงพื้นที่ความแห้งแล้งตามค่าดัชนี SMest

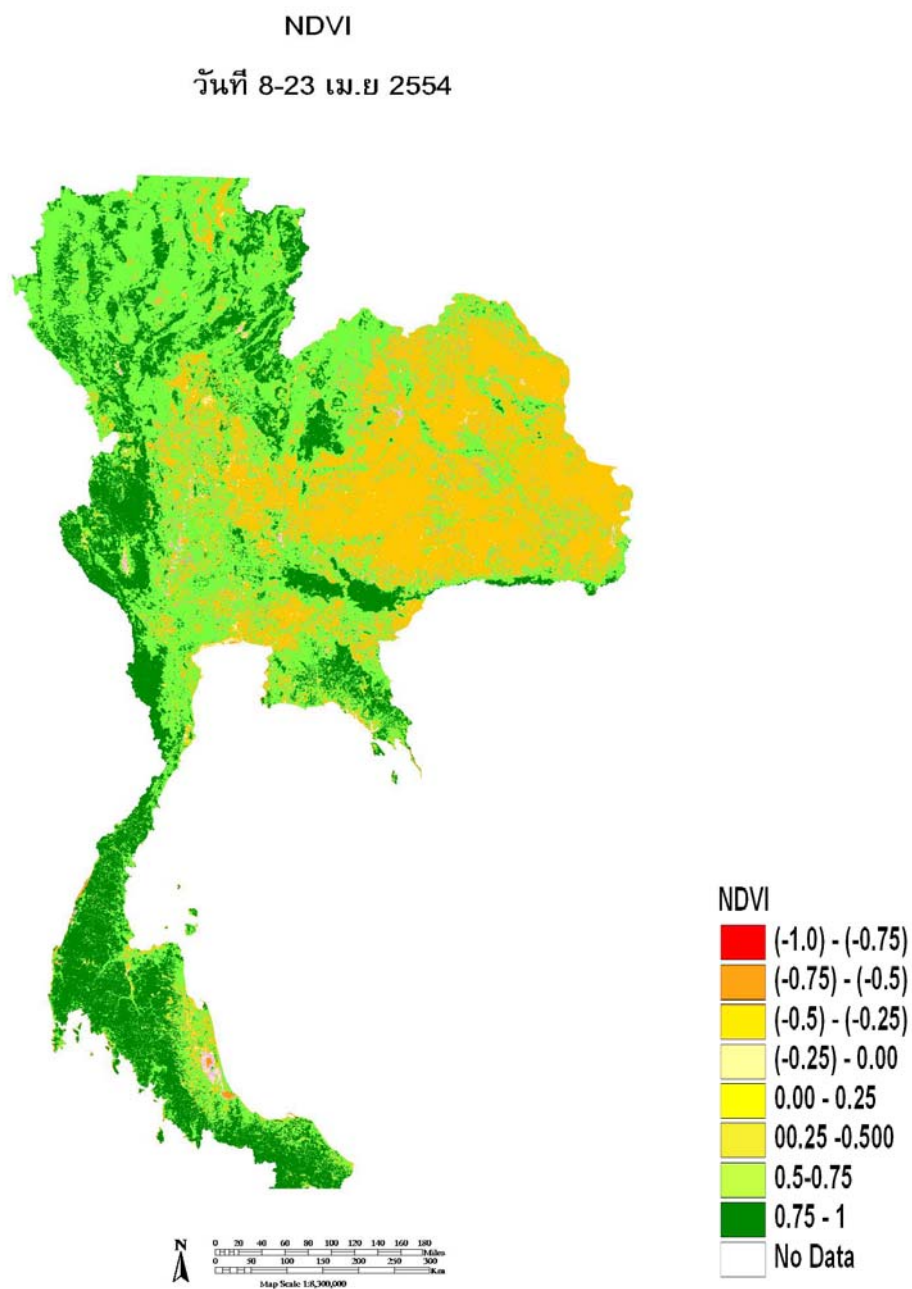
ตัวอย่างแผนที่แสดงความแห้งแล้งตามค่าดัชนี SMest ในช่วงวันที่ 10 – 20 เมษายน 2554 ดังรูปที่ 6.5 พบว่าบริเวณที่มีค่า SMest มากในประเทศไทยจะเป็นพื้นที่ส่วนใหญ่ของภาคเหนือตอนบน ภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนบน และภาคใต้ ส่วนพื้นที่ซึ่งในช่วงนี้จะมีค่า SMest น้อย อาจเกิดความแห้งแล้ง เช่น ภาคเหนือตอนล่างบริเวณจังหวัดตาก พิษณุโลก กำแพงเพชร และพิจิตร ภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่างบริเวณจังหวัดสุรินทร์ บุรีรัมย์ ศรีสะเกษ อุบลราชธานี อำนาจเจริญ ยโสธร ร้อยเอ็ด มหาสารคามและขอนแก่น ภาคกลางบริเวณจังหวัด นครสวรรค์ ลพบุรี อุทัยธานี และสระบุรี ภาคตะวันออกบริเวณจังหวัดปราจีนบุรีและสระแก้ว



รูปที่ 6.5 แผนที่แสดงครรชนี SMest

6.4.4 แผนที่แสดงพื้นที่ความแห้งแล้งตามค่าดัชนี NDVI

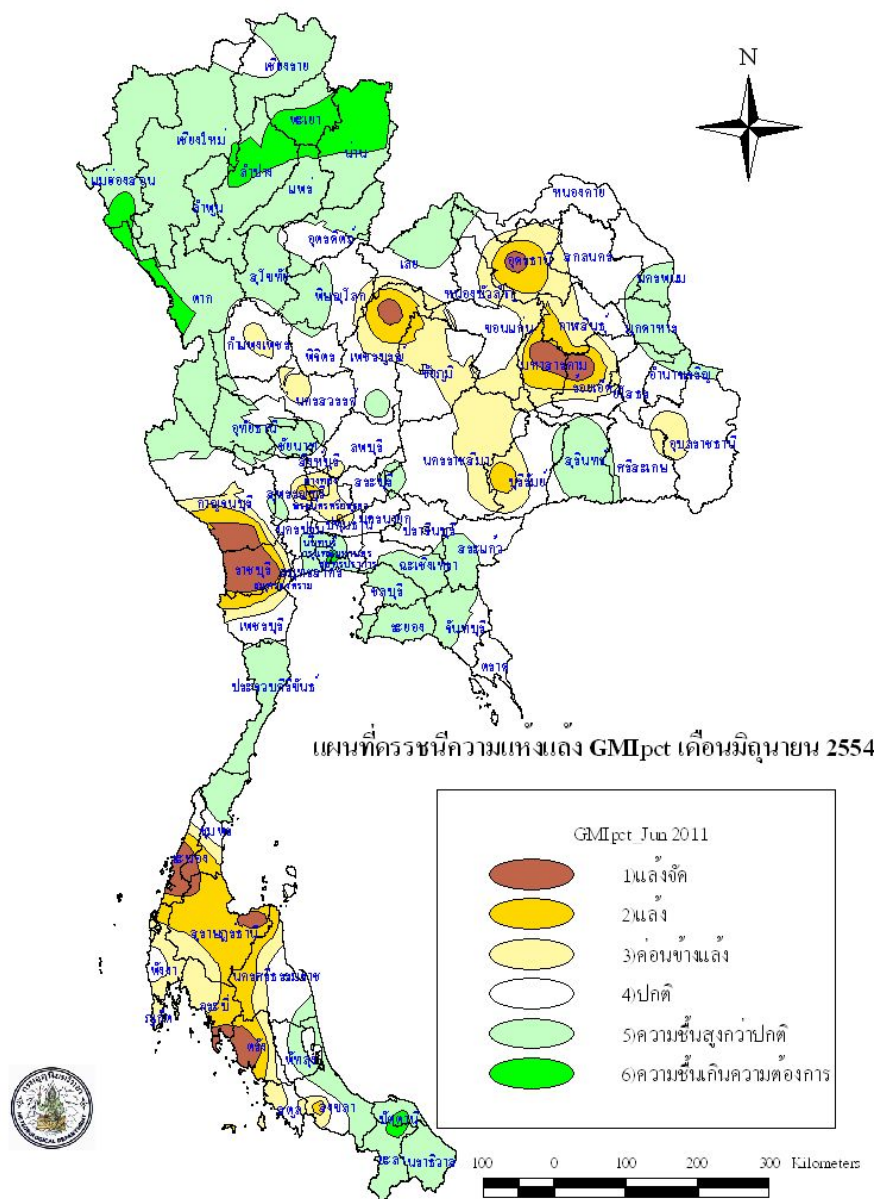
ตัวอย่างแผนที่แสดงความแห้งแล้งตามค่าดัชนี NDVI ในช่วงวันที่ 8 – 23 เมษายน 2554 ดังรูปที่ 6.6 พบว่าบริเวณที่มีค่า NDVI เป็นบวก แสดงถึงพื้นที่ซึ่งมีพืชปกคลุมหนาแน่นในประเทศไทยจะเป็นพื้นที่ส่วนใหญ่ของภาคเหนือ ภาคกลางด้านตะวันตก ภาคตะวันออกและภาคใต้ ส่วนพื้นที่ซึ่งในช่วงนี้ NDVI มีค่าเป็นลบ แสดงถึงพื้นที่ซึ่งมีพืชปกคลุมน้อยหรือไม่มีพืชปกคลุม ซึ่งอาจจะเกิดความแห้งแล้งขึ้น เช่น พื้นที่ส่วนใหญ่ในภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ภาคกลางตอนบน บริเวณตอนบนของภาคตะวันออก และภาคใต้ฝั่งตะวันออกบริเวณจังหวัดนครศรีธรรมราช พัทลุง และสงขลาบางส่วน



รูปที่ 6.6 แผนที่แสดงดัชนี NDVI

6.4.5 แผนที่แสดงพื้นที่ความแห้งแล้งตามค่าดัชนี GMI

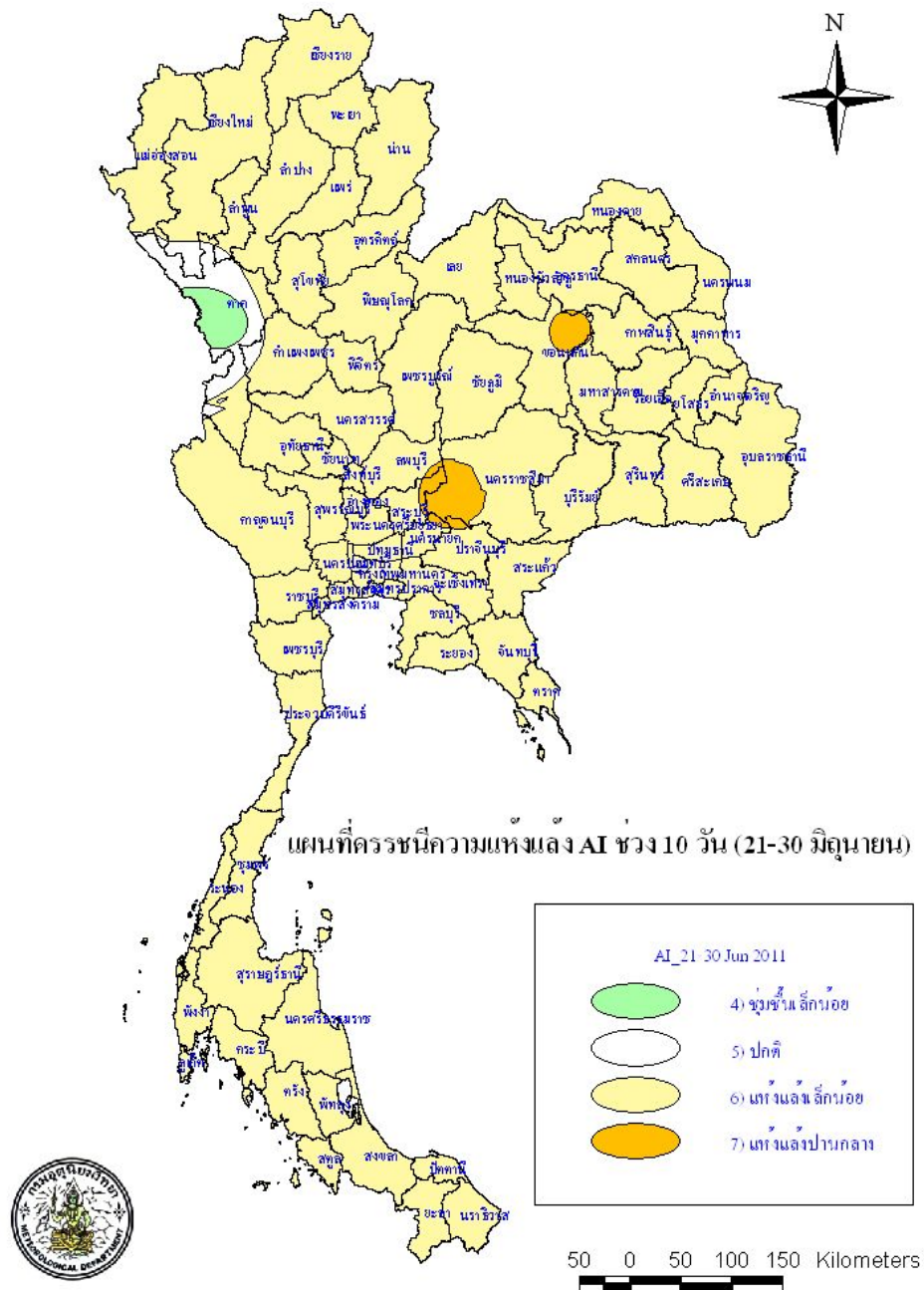
ตัวอย่างแผนที่แสดงพื้นที่ความแห้งแล้งตามค่าดัชนี GMI เดือนมิถุนายน 2554 ดังรูปที่ 6.7 พบว่าบริเวณที่มีพื้นที่ในเกณฑ์แห้งจัด ได้แก่ จังหวัดเพชรบูรณ์ อุตรธานี มหาสารคาม ร้อยเอ็ด กาญจนบุรี ราชบุรี ระนอง สุราษฎร์ธานี กระบี่ และตรัง สำหรับจังหวัดกำแพงเพชร เลย หนองบัวลำภู ชัยภูมิ ขอนแก่น กาฬสินธุ์ นครราชสีมา บุรีรัมย์ อุบลราชธานี นครสวรรค์ ลพบุรี อ่างทอง สุพรรณบุรี พระนครศรีอยุธยา เพชรบุรี ชุมพร นครศรีธรรมราช สงขลา พังงา และภูเก็ต มีพื้นที่ในเกณฑ์ค่อนข้างแห้งถึงแห้ง ส่วนบริเวณอื่นๆ มีพื้นที่ในเกณฑ์ปกติถึงชุ่มชื้นเกินความต้องการ



รูปที่ 6.7 แผนที่แสดงดัชนี GMI

6.4.6 แผนที่แสดงพื้นที่ความแห้งแล้งตามค่าดัชนี AI

ตัวอย่างแผนที่แสดงความแห้งแล้งตามค่าดัชนี AI ในช่วงวันที่ 21 – 30 มิถุนายน 2554 ดังรูปที่ 6.8 ซึ่งส่วนใหญ่มีพื้นที่แห้งแล้งอยู่ในเกณฑ์เล็กน้อยเกือบทั่วประเทศ เว้นแต่บางพื้นที่ของ จังหวัดขอนแก่น นครราชสีมาที่มีพื้นที่แห้งแล้งอยู่ในเกณฑ์แห้งแล้งปานกลาง ส่วนจังหวัดตากอยู่ในเกณฑ์ปกติถึงชุ่มชื้นเล็กน้อย

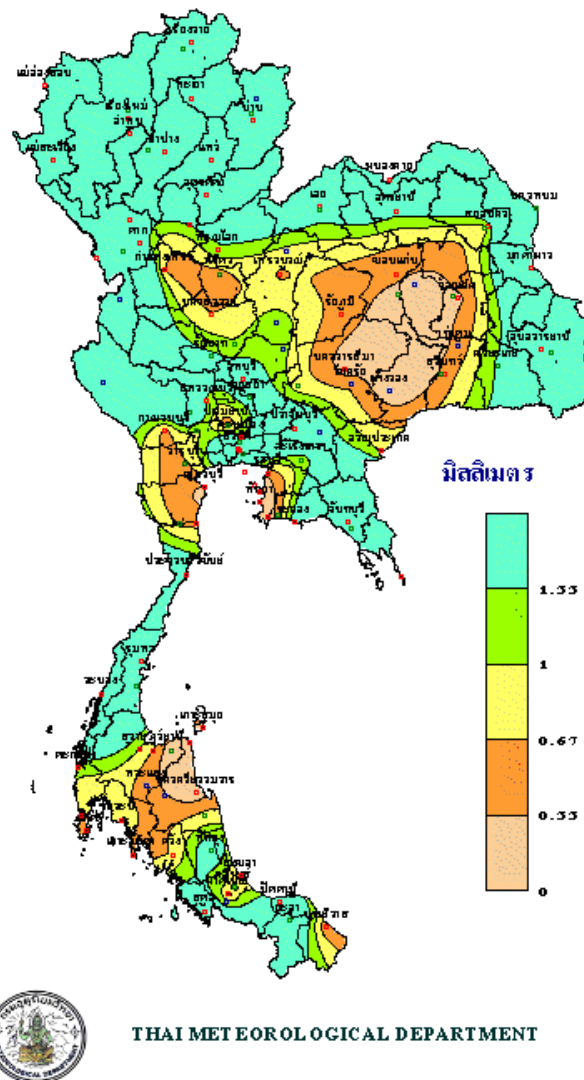


รูปที่ 6.8 แผนที่แสดงดัชนี AI

6.4.7 แผนที่แสดงพื้นที่ความแห้งแล้งตามค่าดัชนี MAI

ตัวอย่างแผนที่แสดงความแห้งแล้งตามค่าดัชนี MAI ในช่วงวันที่ 21 – 30 มิถุนายน 2554 ดังรูปที่ 6.9 พบว่าพื้นที่ในเกณฑ์ที่พืชขาดน้ำรุนแรง ได้แก่ จังหวัดกำแพงเพชร พิจิตร ขอนแก่น ชัยภูมิ กาฬสินธุ์ ร้อยเอ็ด นครราชสีมา บุรีรัมย์ สุรินทร์ ปทุมธานี ชลบุรี ระยอง ราชบุรี เพชรบุรี สุราษฎร์ธานี นครศรีธรรมราช นราธิวาส ภูเก็ต กระบี่ และตรัง สำหรับพื้นที่ในเกณฑ์ที่พืชขาดน้ำเล็กน้อยถึงปานกลาง ได้แก่ จังหวัดสุโขทัย เพชรบูรณ์ นครสวรรค์ หนองบัวลำภู อุรธานี สกลนคร ยโสธร ศรีสะเกษ กาญจนบุรี ราชบุรี ปทุมธานี ชลบุรี ระยอง เพชรบุรี ประจวบคีรีขันธ์ สุราษฎร์ธานี สงขลา นราธิวาส พังงา กระบี่ และตรัง ส่วนบริเวณอื่นๆ มีพื้นที่ในเกณฑ์ที่พืชได้รับน้ำเพียงพอถึงมากเกินไป

ดัชนีความชื้นที่เป็นประโยชน์สำหรับพืช ระหว่างวันที่ 21 - 30 มิถุนายน 2554



รูปที่ 6.9 แผนที่แสดงดัชนี MAI

7. สรุปและข้อเสนอแนะ

7.1 สรุปผลการศึกษา

ปัจจุบันเป็นที่ทราบกันดีว่าเกือบทุกๆ ปีประชากรของประเทศส่วนใหญ่ประสบกับปัญหาปริมาณน้ำที่จะนำมาใช้สำหรับอุปโภคและบริโภคมีปริมาณไม่เพียงพอในช่วงฤดูหนาวและฤดูร้อน ประมาณกลางเดือนตุลาคมจนถึงกลางเดือนพฤษภาคมซึ่งจะมีปริมาณฝนที่ตกในแต่ละแห่งน้อยจนเกิดสภาวะแห้งแล้ง ขาดแคลนน้ำสำหรับการเพาะปลูกและการบริโภค สำหรับในช่วงฤดูฝนตั้งแต่กลางเดือนพฤษภาคมถึงกลางเดือนตุลาคมบางปีก็จะเกิดฝนทิ้งช่วงเป็นเวลานานหลายๆ สัปดาห์ติดต่อกันทำให้พืชขาดแคลนน้ำในการเพาะปลูก จึงทำให้เกิดความเสียหายแก่พืชที่เพาะปลูก

เหตุการณ์ภัยพิบัติที่เกิดจากความแห้งแล้งเหล่านี้เกิดขึ้นจากสภาพของการเปลี่ยนแปลงของภูมิอากาศซึ่งในแต่ละปีจะมีผลกระทบที่เกิดจากปรากฏการณ์ธรรมชาติที่เกิดขึ้นในปีนั้นๆ แตกต่างกันไป เช่นปรากฏการณ์เอลนีโญ ลานีญา Indian Ocean Dipole ภูเขาไฟระเบิด อุณหภูมิโลกสูงขึ้น ฯลฯ เป็นต้น ซึ่งสิ่งที่ได้กล่าวมาแล้วนี้ล้วนเกิดขึ้นจากการเปลี่ยนแปลงของสารประกอบทางอุตุนิยมวิทยาที่ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศและมีการเปลี่ยนแปลงการใช้ที่ดินที่แตกต่างไปจากอดีตมาก จึงทำให้เกิดภัยแล้งขยายพื้นที่ออกไปอย่างกว้างขวาง รัฐบาลได้ตระหนักถึงปัญหาภัยแล้งที่เกิดขึ้นและได้ทำการศึกษาเพื่อหาแนวทางช่วยเหลือเกษตรกรอย่างเร่งด่วน ดังตัวอย่าง เช่น โครงการประกันภัยแล้ง เพื่อให้มีการชดเชยค่าเสียหายให้กับเกษตรกรที่ทำประกันภัย โดยการใช้ค่าดัชนีฝนเป็นตัวกำหนดการชดเชยความเสียหายที่เกิดขึ้น การศึกษาวิจัยหาค่าดัชนีความแห้งแล้งก็เป็นอีกวิธีการหนึ่งที่จะนำมาใช้เป็นตัวบ่งชี้ในการตัดสินใจให้กับสังคมเพื่อพัฒนาเศรษฐกิจของประเทศและลดความเสี่ยงต่อความเสียหายที่อาจจะเกิดขึ้น

การศึกษาค้นคว้าครั้งนี้ได้นำข้อมูลสารประกอบอุตุนิยมวิทยาและข้อมูลภาพถ่ายจากดาวเทียมมาคำนวณหาค่าดัชนีความแห้งแล้งทั้งสิ้น 7 วิธี และทำการวิเคราะห์ให้อยู่ในรูปแบบของผลผลิตที่ผู้ใช้สามารถนำไปใช้ประโยชน์เพื่อประกอบการตัดสินใจในกิจการที่เกี่ยวข้องของตนเองได้ต่อไป ซึ่งได้แก่

1. ดรรชนีความแห้งแล้งแสดงผลกระทบเนื่องจากฝน (EDI)
2. ดรรชนีความแห้งแล้งทางด้านเกษตรกรรมตามฤดูกาลมรสุม(GMI)
3. ดรรชนีความแห้งแล้งของฝนที่ต่างจากค่าปกติ (SPI)
4. ดรรชนีความชื้นที่เป็นประโยชน์สำหรับพืช (MAI)
5. ดรรชนีความแห้งแล้งที่ผิดปกติทางด้านเกษตรกรรม (AI)
6. ดรรชนีความแห้งแล้งที่ตรวจวัดและคำนวณได้จากดาวเทียม (SMest)
7. ดรรชนีความแตกต่างพืชพรรณที่คำนวณได้จากดาวเทียม (NDVI)

ผลการคำนวณหาค่าดัชนีความแห้งแล้งทั้ง 7 วิธีได้ถูกแปลงเป็นข้อมูลเชิงพื้นที่(Spatial data) โดยใช้เทคนิค Kriging Interpolation ในระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์และนำเสนอในรูปแบบแผนที่เชิงตัวเลข (Digital Map)

สำหรับการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ของดัชนีความแห้งแล้งทั้ง 7 วิธีกับข้อมูลความชื้นในดินที่ตรวจวัดจากภาคสนามในระดับความลึกของดินที่ 10, 20, 30, 40, 60 และ 100 เซนติเมตร ในแปลงพื้นที่ปลูกอ้อย จ.ชัยภูมิ พื้นที่ปลูกมันสำปะหลัง จ.ขอนแก่น พื้นที่ปลูกข้าวโพด จ.ขอนแก่น พื้นที่นาข้าว จ.ขอนแก่น และสถานีอุตุนิยมวิทยาเกษตรท่าพระ จ.ขอนแก่น ระหว่างเดือนมกราคม 2553 ถึงเดือนเมษายน 2554 ซึ่งให้ผลการศึกษาที่แตกต่างกันไปที่ระดับนัยสำคัญ .05 แบบเพียร์สัน จากการศึกษาพบว่าค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของค่าดัชนีความแห้งแล้ง AI, EDI, GMI, MAI, SPI, SMest, NDVI แต่ละชนิด กับความชื้นในดินระดับต่างๆ ในแปลงปลูกอ้อย มันสำปะหลัง ข้าวโพด นาข้าว และสถานีอุตุนิยมวิทยาเกษตรท่าพระ จะมีความสัมพันธ์ที่แตกต่างกันในแต่ละพื้นที่เพาะปลูก (ตาราง 6.1-6.12) สรุปได้ดังนี้

- แปลงปลูกอ้อย

ดัชนี MAI และความชื้นในดิน มีความสัมพันธ์กันในทิศทางเดียวกันที่ระดับความลึกของดิน 10, 20, 30 และ 60 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ .674, .686, .513 และ .458 ตามลำดับ

- แปลงปลูกมันสำปะหลัง

ดัชนี GMI และความชื้นในดิน มีความสัมพันธ์กันในทิศทางเดียวกันที่ระดับความลึกของดิน 10, 20, 30, 40 และ 60 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ .778, .869, .826, .843 และ .767 ตามลำดับ

ดัชนี MAI และความชื้นในดิน มีความสัมพันธ์กันในทิศทางเดียวกันที่ระดับความลึกของดิน 10, 20, 30, 40 และ 60 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ .485, .583, .528, .552 และ .508 ตามลำดับ

ดัชนี SPI และความชื้นในดิน มีความสัมพันธ์กันในทิศทางเดียวกันที่ระดับความลึกของดิน 100 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ .590

ดัชนี NDVI และความชื้นในดิน มีความสัมพันธ์กันในทิศทางเดียวกันที่ระดับความลึกของดิน 10 และ 30 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ .995 และ .954 ตามลำดับ

- แปลงปลูกข้าวโพด

ดัชนี EDI และความชื้นในดิน มีความสัมพันธ์กันในทิศทางเดียวกันที่ระดับความลึกของดิน 30 และ 40 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ .523 และ .503 ตามลำดับ

ดัชนี MAI และความชื้นในดิน มีความสัมพันธ์กันในทิศทางเดียวกันที่ระดับความลึกของดิน 10, 20, 30 และ 40 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ .674, .614, .678 และ .508 ตามลำดับ

- แปลงนาข้าว

ดัชนี SPI และความชื้นในดิน มีความสัมพันธ์กันในทิศทางเดียวกันที่ระดับความลึกของดิน 60 ซม. โดยมีค่า r เท่ากับ .509

- สถานีอุตุนิยมวิทยาเกษตรท่าพระ ตรวจความแห้งแล้งทั้ง 7 ชนิดไม่มีความสัมพันธ์กับความชื้นในดิน

ความสัมพันธ์ข้างต้นแสดงให้เห็นว่า ตรวจ MAI มีความสัมพันธ์กับความชื้นในดินในหลายระดับความลึกของดินของแปลงปลูกอ้อย มันสำปะหลัง ข้าวโพด แต่ไม่มีความสัมพันธ์กับแปลงนาข้าวและสถานีอุตุนิยมวิทยาเกษตรท่าพระ สำหรับตรวจ GMI มีความสัมพันธ์กับความชื้นในดินในหลายระดับความลึกของดินของแปลงมันสำปะหลัง ส่วนตรวจ SPI และ NDVI มีความสัมพันธ์กับความชื้นในดินบางระดับความลึกของดินของแปลงปลูกมันสำปะหลัง นอกจากนี้ SPI ยังมีความสัมพันธ์กับความชื้นในดินบางระดับความลึกของดินของแปลงนาข้าว

7.2 ข้อเสนอแนะ

7.2.1 ตรวจความแห้งแล้งของแต่ละวิธีแตกต่างกันไป บางชนิดจะใช้เฉพาะข้อมูลของปริมาณฝนอย่างเดียวมาทำการวิเคราะห์ บางชนิดจะใช้ข้อมูลหลายประเภทมาทำการวิเคราะห์ เช่น ปริมาณฝน อุณหภูมิ ความเร็วลม ความชื้นสัมพัทธ์ และความเข้มของรังสีดวงอาทิตย์ ซึ่งแต่ละชนิดต่างก็มีข้อจำกัด ดังนั้นในการนำค่าตรวจไปใช้จะต้องดูปัจจัยหลายๆ ชนิดประกอบการตัดสินใจ

7.2.2 การศึกษาตรวจความแห้งแล้งและการหาความสัมพันธ์กับความชื้นในดินที่เกิดขึ้นในครั้งนี้อยู่ยังไม่อาจสรุปได้ชัดเจน เนื่องจากการเก็บตัวอย่างความชื้นในดินในภาคสนามของพื้นที่ที่ปลูกพืชแต่ละชนิดมีเพียงจุดเดียว ซึ่งในปีนี้ได้สำรวจและติดตั้งอุปกรณ์สำหรับตรวจวัดความชื้นในดินเพิ่มเติม และคาดว่าจะในปีต่อไปจะได้ข้อมูลในภาคสนามเพิ่มมากขึ้น

7.2.3 แผนที่ตรวจความแห้งแล้งที่ได้จากการศึกษาสามารถบ่งบอกถึงสถานะความแห้งแล้งในเชิงอุตุนิยมวิทยาได้ในระดับหนึ่ง ซึ่งสามารถนำไปใช้ประกอบการตัดสินใจวางแผนและดำเนินกิจกรรมทางการเกษตรได้ และจะเป็นประโยชน์สำหรับพื้นที่ที่ไม่มีสถานีตรวจวัด แต่ผู้ใช้งานจะต้องระมัดระวังเพราะเป็นข้อมูลที่ได้จากการประมาณค่าของจุดที่มีการตรวจวัดสารประกอบอุตุนิยมวิทยา

คำย่อ (Abbreviation)

ลำดับที่	รายการ	ความหมาย
1	EDI	Effective Drought Index(ดัชนีความแห้งแล้งแสดงผลกระทบเนื่องจากฝน)
2	GMI	Generalized Monsoon Index(ดัชนีความแห้งแล้งทางด้านเกษตรกรรมตามฤดูกาลมรสุม)
3	SPI	Standardized Precipitation Index(ดัชนีความแห้งแล้งของฝนที่ต่างจากค่าปกติ)
4	MAI	Moisture Available Index(ดัชนีความชื้นที่เป็นประโยชน์สำหรับพืช)
5	AI	Aridity Anomaly Index(ดัชนีความแห้งแล้งที่ผิดปกติทางด้านเกษตรกรรม)
6	SMest	Soil Moisture Estimate(ดัชนีความแห้งแล้งที่ตรวจวัดและคำนวณได้จากดาวเทียม)
7	NDVI	Normalized Difference Vegetation Index(ดัชนีความแตกต่างพืชพรรณ)

บรรณานุกรม

- กัลยาณี สุวรรณประเสริฐ . 2548 .การประยุกต์ใช้ภูมิสารสนเทศในการศึกษาพื้นที่เสี่ยงจากภาวะภัยแล้งในประเทศไทย. การประชุมวิชาการ การแผนที่และภูมิสารสนเทศแห่งชาติ ประจำปี 2548; วันที่ 14 – 16 ธันวาคม 2548; ณ โรงแรมแอมบาสซาเดอร์ กรุงเทพฯ เกษมศรี ซับซ้อณ. 2541. ปฐพีวิทยา (พิมพ์ครั้งที่4). กรุงเทพมหานคร : นานาส์สิ่งพิมพ์.
- แคสเสด มงคลสวัสดิ์ และชรัตน์ มงคลสวัสดิ์. 2552. แนวทางการใช้ดัชนีพืชพรรณและความชื้นของข้อมูลดาวเทียมหลายช่วงเวลาเพื่อติดตามตรวจสอบความแห้งแล้งจากสภาวะด้านชีพลักษณ์ของป่ามรสุมเขตร้อน. วารสารสมาคมสำรวจข้อมูลระยะไกลและสารสนเทศภูมิศาสตร์แห่งประเทศไทย, ปีที่ 10 ฉบับที่ 2, หน้า 33-53.
- ชลาลัย แจ่มผล. 2547. ความรุนแรงของความแห้งแล้งในประเทศไทย. กลุ่มภูมิอากาศ. สำนักพัฒนาอุตุนิยมวิทยา. กรมอุตุนิยมวิทยา.
- ฉกรวิวัฒน์กิจและชรัตน์ มงคลสวัสดิ์. 2551. การตรวจวัดความแห้งแล้งในภาคตะวันออกเฉียงเหนือด้วยดัชนีพืชพรรณมาตรฐานจากข้อมูลภาพถ่ายจากดาวเทียมหลายช่วงเวลา. การประชุมวิชาการ “สิ่งแวดล้อมนเรศวร” ครั้งที่ 4. 26-27 พฤษภาคม 2551 ณ มหาวิทยาลัยนเรศวร พะเยา จังหวัดพะเยา หน้า 207-215.
- เทวินทร์ โจมทา. 2549. การศึกษาแบบจำลองดัชนีความแห้งแล้งทางอุตุนิยมวิทยาในพื้นที่ประสบภัยแล้งบริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย. กรมอุตุนิยมวิทยา.
- อดิศร สมหวัง. 2550. การประเมินผลกระทบของสภาวะฝนในช่วงมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือที่มีต่อพืชไร่ โดยใช้ Generalized Monsoon Index. กรมอุตุนิยมวิทยา.
- อภันตริ ยุทธพันธ์. 2551. ดรรชนีความชื้นที่เป็นประโยชน์สำหรับพืชในประเทศไทย. กรมอุตุนิยมวิทยา.
- Abramowitz, M. and I.A. Stegun. 1965. Handbook of Mathematical Functions. Dover Publications, New York.
- Achutuni, V.R., L.T. Steyaert, and C.M. Sakamoto. 1982. Agroclimatic assessment methods fordrought/flood shortages in South and Southeast Asia-Test and evaluation : Final Report to the Agency for International Development U.S. of Foreign Disaster Assistance, Washington, D.C.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. and Smith, M. 1998. Crop Evapotranspiration. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56 : p. 300

- Alley, W.M. 1984. The Palmer Drought Severity Index: Limitations and assumptions. *J. Clim. Appl. Meteorol.* 23, 1100-1109.
- Bhalme, H.N. and Mooley, D.A. 1980. Large-scale drought/floods monsoon circulation. *Mon. Weather Rev.* 108, 1197-1211.
- Bristow, K.L. 1987. On solving the surface energy balance equations for surface temperature. *Agr.Forest. Meteorol.* 39, 49-54.
- Budagovsky, A.I. 1956. Meteorological factors and soil moisture influence on evaporation (in Russian). In *Irrigation Problems in Lower Amu-Darya River*. USSR RAS Publication, Moscow.
- Budyko, M.I. 1952. Climate Change and National Plan of Environment Modification of Arid USSR Areas (in Russian). *Gidrometeoizdat*, Leningrad.
- Byun H. R., and D. A. Wilhite, 1999. Objective quantification of drought severity and duration. *J. Climate*, 12, 2747-2756
- Claps, P. and Laguardia, G. 2004. Assessing spatial variability of soil water content through thermal inertia and NDVI. *Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems, and Hydrology*, 5232, 378-387.
- Delta-T Devices Ltd. 2004. User Manual for the Profile Probe typePR2. 128., Low Road Burwell CAMBRIDGE CB5 0EJ UK
- Delta-T Devices Ltd. 2004. Profile Probe typePR2 Quick Start Guide Version 1.0. 128, Low Road Burwell CAMBRIDGE CB5 0EJ UK
- Dunkel Zoltan. 2009. Brief Surveying and Discussing of Drought Indices Used in Agricultural Meteorology. *Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service*. Vol. 113, N0 1-2, 23-37
- Eitzinger, J., Thaler, S., Orlandini, S., Nejedlik, P., Kazandjiev, V., Vucetic, V., Sivertsen, T.H., Mihailovic, D.T., Lalic, B., Tsiros, E., Dalezios, N.R., Susnik, A., Kersebaum, Ch.K., Holden, N.M., and Matthews, R. 2008. Agroclimatic indices and simulation models. In *Survey of Agrometeorological Practices and Applications in Europe Regarding Climate Change Impacts* (eds.: P. Nejedlik and S. Orlandini). COST-ESF, 15-92.
- Fensham, R.J. and Holman, J.E. 1999. Temporal and spatial patterns in drought-related tree dieback in Australian savanna. *J. Appl. Ecol.* 36, 1035-1050.

- Hargreaves, G.H. 1972. The evaluation of water deficiencies. Age of Change Priorities for Land and water, Irrigation and Drainage Specialty Conference, Washington : American Society of Civil Engineers. Pp 273-290.
- Idso, S.B., Jackson, R.D., Pinter, P.J., Jr., Reginato, R.J., and Hatfield, J.L. 1981. Normalizing the stress-degree-day concept for environmental variability. *Agr. Forest. Meteorol.* 32, 249-256.
- Jackson, R.D., Idso, S.B., Reginato, R.J., and Pinter, P.J., Jr. 1981. Canopy temperature as a crop water stress indicator. *Water Resour. Res.* 17, 1133-1138.
- Jackson, R.D., Reginato, R.J., and Idso, S.B. 1984. Wheat canopy temperatures: a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resour. Res.* 13, 651-656.
- Jackson, R.D., Kustas, W.P., and Choudhury, B.J. 1988. A reexamination of the crop water stress index. *Irrigation Science*, 9, 309- 317.
- Kahle, A.B., GILLESPIE, A.R., GOETZ, A.F.H. and ADDINGTON, J.D. 1975. Thermal inertia mapping. In *Proceeding of the Tenth International Symposium on Remote Sensing of Environment*, 2, 985-994.
- Kahle, A.B. 1977. A simple thermal model of the Earth's surface for geologic mapping by remote sensing. *Journal of Geophysical Research*, 82, 1673-1680.
- Ma, A.N. and Xue, Y. 1990. A study of Remote Sensing information model of soil moisture. In *Proceeding of the 11th Asian Conference on Remote Sensing*, 15-21 November, 1990, I, pp. P-11-1-P-11-5 (Beijing: International Academic Publishers).
- Majumdar, T.J. 2003. Regional Thermal Inertia mapping over the Indian subcontinent using INSAT-1D VHRR data and its possible geological applications. *International Journal of Remote Sensing*, 24, 2207-2220.
- Mckee T.B. Doesken, N.J. and J. Kleist. 1993. The Relationship of Drought frequency and duration to time scales. *Eighth Conference on Applied Climatology*, American Meteorological Society, Jan 17-23, 1993 Anaheim CA, 179-186.
- Mitra, D.S. and Majumdar, T.J. 2004. Thermal inertia mapping over the Brahmaputra basin, India using NOAA-AVHRR data and its possible geological applications. *International Journal of Remote Sensing*, 16, 3245-3260.

- Mongkolsawat C., Thirangoon P. and Suwanwerakamtorn R. 2001. An Evaluation of Drought Risk Area in Northeast Thailand using Remotely Sensed Data and GIS, *Asian Journal of Geoinformatics*, Vol. 1, No. 4.
- Moran, M.S., Peters-Lidard, C.D., Watts, J.M., and McElroy, S. 2004. Estimating soil moisture at the watershed scale with satellite-based radar and land surface models. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 5, 805- 826.
- Palmer W. C. 1965. Meteorological Drought. Research Paper No.45. Office of Climatology, U.S. Weather Bureau, Washington, D.C.
- Price, J.C. 1977. Thermal Inertia mapping: a new view of the earth. *Journal of Geophysical Research*, 82, 2582-2590.
- Price, J.C. 1985. On the analysis of thermal infrared imagery: the limited utility of apparent thermal inertia. *Remote sensing of Environment*, 18, 59-73.
- Seguin, B., Courault, D., and Guérif, M. 1994. Surface temperature and evapotranspiration: application of local scale methods to regional scales using satellite data. *Remote Sens. Environ.* 48, 1-25.
- Skvortsov, A.A. 1950. On the question of heat and water exchange in the surface air (in Russian). *Transactions of Middle Asian State University*, Vol. 22, N 6.
- Sobrino, J.A. and Kharraz, M.H.El. 1999. Combining afternoon and morning NOAA satellites for thermal inertia estimation 1. Algorithm and its testing with Hydrologic Atmospheric Pilot Experiment-Sahel data. *Journal of Geophysical Research*, D8, 9445-9453.
- Tramutoli, V., Claps, P. and Marella, M. 2000. Hydrological implications of remotely sensed thermal inertia. *Remote Sensing and Hydrology*, 267, 207-211.
- Virmani, S.M. and Singh, P. 1986. Agroclimatological Characteristics of the Groundnut-Growing Regions in the Semi-Arid Tropics. *Proceeding of the International Symposium on Agrometeorology of Groundnut. India : ICRISAT Center.* 35 – 45.
- Wagner, W., Borgeaud, M., and Noll, J. 1996. Soil moisture mapping with the ERS scatterometer. *Earth Observation Quarterly* 54, 4-7.
- Wang, C.Y., Qi, S.H., and Niu, Z. 2004. Evaluating soil moisture status in china using temperature-vegetation dryness index (TVDI). *Canadian Journal of Remote Sensing*, 30, 671- 679 .

- Warit Wipulanusat, Salayoot Nakrod and Pipop Prabnarong. 2009. Multi-hazard Risk Assessment Using GIS and RS Applications: A Case Study of Pak Phanang Basin, 109-125
- Watson, K., Rowen, L.C. and Offield, T.W. 1971. Application of thermal modeling in the geologic interpretation of IR images. *Remote Sensing of Environment*, 3, 2017-2041.
- WMO. 1992. International Meteorological Vocabulary. WMO No.182, Geneva.
- Xue, Y. 1986. Thermal Inertia and soil moisture mapping. MSC thesis, Peking University (in Chinese).
- Xue, Y. and Cracknell, A.P. 1995. Advanced thermal inertia modeling. *International Journal of Remote Sensing*, 16, 431-446.
- Zhang, R.H., Sun, X.M. and Zhu, Z.L., 2002. Remote Sensing Information Model in surface evaporation from difference thermal inertia and it's validation in Gansu Province. *Science in China (Series D)*, 32, 1041-1050.
-

คำย่อ (Abbreviation)

ลำดับที่	รายการ	ความหมาย
1	EDI	Effective Drought Index(ดัชนีความแห้งแล้งแสดงผลกระทบเนื่องจากฝน)
2	GMI	Generalized Monsoon Index(ดัชนีความแห้งแล้งทางด้านเกษตรกรรมตามฤดูกาลมรสุม)
3	SPI	Standardized Precipitation Index(ดัชนีความแห้งแล้งของฝนที่ต่างจากค่าปกติ)
4	MAI	Moisture Available Index(ดัชนีความชื้นที่เป็นประโยชน์สำหรับพืช)
5	AI	Aridity Anomaly Index(ดัชนีความแห้งแล้งที่ผิดปกติทางด้านเกษตรกรรม)
6	SMest	Soil Moisture Estimate(ดัชนีความแห้งแล้งที่ตรวจวัดและคำนวณได้จากดาวเทียม)
7	NDVI	Normalized Difference Vegetation Index(ดัชนีความแตกต่างพืชพรรณ)

บรรณานุกรม

- กัลยาณี สุวรรณประเสริฐ . 2548 .การประยุกต์ใช้ภูมิสารสนเทศในการศึกษาพื้นที่เสี่ยงจากภาวะภัยแล้งในประเทศไทย. การประชุมวิชาการ การแผนที่และภูมิสารสนเทศแห่งชาติ ประจำปี 2548; วันที่ 14 – 16 ธันวาคม 2548; ณ โรงแรมแอมบาสซาเดอร์ กรุงเทพฯ
- เกษมศรี ชับซ้อน. 2541. ปฐพีวิทยา (พิมพ์ครั้งที่4). กรุงเทพมหานคร : นานาสีพิมพ์.
- แคแสด มงคลสวัสดิ์ และชรัตน์ มงคลสวัสดิ์. 2552. แนวทางการใช้ดัชนีพืชพรรณและความชื้นของข้อมูลดาวเทียมหลายช่วงเวลาเพื่อติดตามตรวจสอบความแห้งแล้งจากสถานะด้านชีพลักษณ์ของป่ามรสุมเขตร้อน. วารสารสมาคมสำรวจข้อมูลระยะไกลและสารสนเทศภูมิศาสตร์แห่งประเทศไทย, ปีที่ 10 ฉบับที่ 2, หน้า 33-53.
- ชลาลัย แจ่มผล. 2547. ความรุนแรงของความแห้งแล้งในประเทศไทย. กลุ่มภูมิอากาศ. สำนักพัฒนาอุตุนิยมหาวิทยาลัย. กรมอุตุนิยมหาวิทยาลัย.
- ฉกรวิวัฒน์กิจและชรัตน์ มงคลสวัสดิ์. 2551. การตรวจวัดความแห้งแล้งในภาคตะวันออกเฉียงเหนือด้วยดัชนีพืชพรรณมาตรฐานจากข้อมูลภาพถ่ายจากดาวเทียมหลายช่วงเวลา. การประชุมวิชาการ “สิ่งแวดล้อมนเรศวร” ครั้งที่ 4. 26-27 พฤษภาคม 2551 ณ มหาวิทยาลัยนเรศวร พะเยา จังหวัดพะเยา หน้า 207-215.
- เทวินทร์ โจมทา. 2549. การศึกษาแบบจำลองดัชนีความแห้งแล้งทางอุตุนิยมหาวิทยาลัยในพื้นที่ประสบภัยแล้งบริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย. กรมอุตุนิยมหาวิทยาลัย.
- อดิศร สมหวัง. 2550. การประเมินผลกระทบของสถานะฝนในช่วงมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือที่มีต่อพืชไร่ โดยใช้ Generalized Monsoon Index. กรมอุตุนิยมหาวิทยาลัย.
- อภันตรี ยูทพันธ์. 2551. ธรรมชาติความชื้นที่เป็นประโยชน์สำหรับพืชในประเทศไทย. กรมอุตุนิยมหาวิทยาลัย.
- Abramowitz, M. and I.A. Stegun. 1965. Handbook of Mathematical Functions. Dover Publications, New York.
- Achutuni, V.R., L.T. Steyaert, and C.M. Sakamoto. 1982. Agroclimatic assessment methods fordrought/flood shortages in South and Southeast Asia-Test and evaluation : Final Report to the Agency for International Development U.S. of Foreign Disaster Assistance, Washington, D.C.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. and Smith, M. 1998. Crop Evapotranspiration. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56 : p. 300

- Alley, W.M. 1984. The Palmer Drought Severity Index: Limitations and assumptions. *J. Clim. Appl. Meteorol.* 23, 1100-1109.
- Bhalme, H.N. and Mooley, D.A. 1980. Large-scale drought/floods monsoon circulation. *Mon. Weather Rev.* 108, 1197-1211.
- Bristow, K.L. 1987. On solving the surface energy balance equations for surface temperature. *Agr. Forest. Meteorol.* 39, 49-54.
- Budagovsky, A.I. 1956. Meteorological factors and soil moisture influence on evaporation (in Russian). In *Irrigation Problems in Lower Amu-Darya River*. USSR RAS Publication, Moscow.
- Budyko, M.I. 1952. Climate Change and National Plan of Environment Modification of Arid USSR Areas (in Russian). Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Byun H. R., and D. A. Wilhite, 1999. Objective quantification of drought severity and duration. *J. Climate*, **12**, 2747-2756
- Claps, P. and Laguardia, G. 2004. Assessing spatial variability of soil water content through thermal inertia and NDVI. *Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems, and Hydrology*, 5232, 378-387.
- Delta-T Devices Ltd. 2004. User Manual for the Profile Probe typePR2. 128., Low Road Burwell CAMBRIDGE CB5 0EJ UK
- Delta-T Devices Ltd. 2004. Profile Probe typePR2 Quick Start Guide Version 1.0. 128, Low Road Burwell CAMBRIDGE CB5 0EJ UK
- Dunkel Zoltan. 2009. Brief Surveying and Discussing of Drought Indices Used in Agricultural Meteorology. *Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service*. Vol. 113, N0 1-2, 23-37
- Eitzinger, J., Thaler, S., Orlandini, S., Nejedlik, P., Kazandjiev, V., Vucetic, V., Sivertsen, T.H., Mihailovic, D.T., Lalic, B., Tsiros, E., Dalezios, N.R., Susnik, A., Kersebaum, Ch.K., Holden, N.M., and Matthews, R. 2008. Agroclimatic indices and simulation models. In *Survey of Agrometeorological Practices and Applications in Europe Regarding Climate Change Impacts* (eds.: P. Nejedlik and S. Orlandini). COST-ESF, 15-92.
- Fensham, R.J. and Holman, J.E. 1999. Temporal and spatial patterns in drought-related tree dieback in Australian savanna. *J. Appl. Ecol.* 36, 1035-1050.

- Hargreaves, G.H. 1972. The evaluation of water deficiencies. Age of Change Priorities for Land and water, Irrigation and Drainage Specialty Conference, Washington : American Society of Civil Engineers. Pp 273-290.
- Idso, S.B., Jackson, R.D., Pinter, P.J., Jr., Reginato, R.J., and Hatfield, J.L. 1981. Normalizing the stress-degree-day concept for environmental variability. Agr. Forest. Meteorol. 32, 249-256.
- Jackson, R.D., Idso, S.B., Reginato, R.J., and Pinter, P.J., Jr. 1981. Canopy temperature as a crop water stress indicator. Water Resour. Res. 17, 1133-1138.
- Jackson, R.D., Reginato, R.J., and Idso, S.B. 1984. Wheat canopy temperatures: a practical tool for evaluating water requirements. Water Resour. Res. 13, 651-656.
- Jackson, R.D., Kustas, W.P., and Choudhury, B.J. 1988. A reexamination of the crop water stress index. Irrigation Science, 9, 309- 317.
- Kahle, A.B., GILLESPIE, A.R., GOETZ, A.F.H. and ADDINGTON, J.D. 1975. Thermal inertia mapping. In Proceeding of the Tenth International Symposium on Remote Sensing of Environment, 2, 985-994.
- Kahle, A.B. 1977. A simple thermal model of the Earth's surface for geologic mapping by remote sensing. Journal of Geophysical Research, 82, 1673-1680.
- Ma, A.N. and Xue, Y. 1990. A study of Remote Sensing information model of soil moisture. In Proceeding of the 11th Asian Conference on Remote Sensing, 15-21 November, 1990, I, pp. P-11-1-P-11-5(Beijing: International Academic Publishers).
- Majumdar, T.J. 2003. Regional Thermal Inertia mapping over the Indian subcontinent using INSAT-1D VHRR data and its possible geological applications. International Journal of Remote Sensing, 24, 2207-2220.
- Mckee T.B. Doesken, N.J. and J. Kleist. 1993. The Relationship of Drought frequency and duration to time scales. Eighth Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society, Jan 17-23, 1993 Anaheim CA, 179-186.
- Mitra, D.S. and Majumdar, T.J. 2004. Thermal inertia mapping over the Brahmaputra basin, India using NOAA-AVHRR data and its possible geological applications. International Journal of Remote Sensing, 16, 3245-3260.

- Mongkolsawat C., Thirangoon P. and Suwanwerakamtorn R. 2001. An Evaluation of Drought Risk Area in Northeast Thailand using Remotely Sensed Data and GIS, *Asian Journal of Geoinformatics*, Vol. 1, No. 4.
- Moran, M.S., Peters-Lidard, C.D., Watts, J.M., and Mcelroy, S. 2004. Estimating soil moisture at the watershed scale with satellite-based radar and land surface models. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 5, 805- 826.
- Palmer W. C.1965. Meteorological Drought. Research Paper No.45. Office of Climatology, U.S. Weather Bureau, Washington, D.C.
- Price, J.C. 1977. Thermal Inertia mapping: a new view of the earth. *Journal of Geophysical Research*, 82, 2582-2590.
- Price, J.C. 1985. On the analysis of thermal infrared imagery: the limited utility of apparent thermal inertia. *Remote sensing of Environment*, 18, 59-73.
- Seguin, B., Courault, D., and Guérif, M. 1994. Surface temperature and evapotranspiration: application of local scale methods to regional scales using satellite data. *Remote Sens. Environ.* 48, 1-25.
- Skvortsov, A.A. 1950. On the question of heat and water exchange in the surface air (in Russian). *Transactions of Middle Asian State University*, Vol. 22, N 6.
- Sobrino, J.A. and Kharraz, M.H.El. 1999. Combining afternoon and morning NOAA satellites for thermal inertia estimation 1. Algorithm and its testing with Hydrologic Atmospheric Pilot Experiment-Sahel data. *Journal of Geophysical Research*, D8, 9445-9453.
- Tramutoli, V., Claps, P. and Marella, M. 2000. Hydrological implications of remotely sensed thermal inertia. *Remote Sensing and Hydrology*, 267, 207-211.
- Virmani, S.M. and Singh, P. 1986. Agroclimatological Characteristics of the Groundnut-Growing Regions in the Semi-Arid Tropics. *Proceeding of the International Symposium on Agrometeorology of Groundnut. India : ICRISAT Center.* 35 – 45.
- Wagner, W., Borgeaud, M., and Noll, J. 1996. Soil moisture mapping with the ERS scatterometer. *Earth Observation Quarterly* 54, 4-7.
- Wang, C.Y., QI, S.H., and Niu, Z. 2004. Evaluating soil moisture status in china using temperature-vegetaion dryness index (TVDI). *Canadian Journal of Remote Sensing*, 30, 671- 679 .

- Warit Wipulanusat, Salayoot Nakrod and Pipop Prabnarong. 2009. Multi-hazard Risk Assessment Using GIS and RS Applications: A Case Study of Pak Phanang Basin, 109-125
- Watson, K., Rowen, L.C. and Offield, T.W. 1971. Application of thermal modeling in the geologic interpretation of IR images. *Remote Sensing of Environment*, 3, 2017-2041.
- WMO. 1992. *International Meteorological Vocabulary*. WMO No.182, Geneva.
- Xue, Y. 1986. Thermal Inertia and soil moisture mapping. MSC thesis, Peking University (in Chinese).
- Xue, Y. and Cracknell, A.P. 1995. Advanced thermal inertia modeling. *International Journal of Remote Sensing*, 16, 431-446.
- Zhang, R.H., Sun, X.M. and Zhu, Z.L., 2002. Remote Sensing Information Model in surface evaporation from difference thermal inertia and it's validation in Gansu Province. *Science in China (Series D)*, 32, 1041-1050.