

การพัฒนาแบบจำลองทางอุทกวิทยาเพื่อการศึกษาสมดุลของน้ำ
สำหรับลุ่มน้ำย่อยที่ดินเค็มในลุ่มน้ำมูล

HYDROLOGICAL MODEL DEVELOPMENT FOR WATER BALANCE STUDY IN
SALT-AFFECTED SUBCATCHMENT OF MUN RIVER

ฉัตรชัย โชติษฐียงกูร (Chatchai Jothityangkoon)¹

เชาวน์ หิรัญติยะกุล (Chow Hirunteeyakul)²

เนาะ สง่าบ้านโคก (Noh Sangabankoke)³

สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา สำนักวิชาวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี

111 ถนนมหาวิทยาลัย ตำบลสุรนารี อำเภอเมือง จังหวัดนครราชสีมา 30000

¹Email: cjothit@ccs.sut.ac.th

²Email: chow@ccs.sut.ac.th

³Email: mr_nohs@hotmail.com

บทคัดย่อ : การศึกษานี้มีวัตถุประสงค์เพื่อพัฒนาแบบจำลองอุทกวิทยาสมดุลของน้ำในระยะยาวอย่างเป็นระบบ สำหรับลุ่มน้ำย่อยที่มีปัญหาดินเค็มในลุ่มน้ำมูล การสร้างแบบจำลองใช้ขั้นตอนตามวิธีบนลงล่าง (Downward approach) เริ่มจากแบบจำลองอย่างง่ายที่มีความซับซ้อนน้อยและมีจำนวนพารามิเตอร์ที่เหมาะสมตามความจำเป็น บนพื้นฐานของข้อมูลภูมิอากาศ ดิน พืชพรรณ ที่ควบคุมสมดุลของน้ำในลุ่มน้ำ การพัฒนาแบบจำลองนี้ได้เลือกลุ่มน้ำลำพังชู ลุ่มน้ำสาขาของแม่น้ำมูลเป็นพื้นที่ศึกษาซึ่งมีปัญหาเป็นพื้นที่ดินเค็ม และมีข้อมูลการเจาะสำรวจสถานภาพดินเค็มจำนวนมากใช้ทำแผนที่ดินเค็ม ผลการพัฒนาแบบจำลองรายปีพบว่า แบบจำลองอย่างง่ายที่การไหลออกจากส่วนเกินอิ่มตัวและการระเหย เพียงพอที่คิดร่วมการแปรได้ของความลึกดินและฝน โดยใช้ถึงหลายใบ ส่วนแบบจำลองรายเดือนการเพิ่มจำนวนกระบวนการมีความจำเป็นโดยเฉพาะการไหลใต้ดิน และการแยกการระเหยรวมเป็นกระเหยจากผิวดินเปล่าและการคายน้ำของพืช การแปรได้ตามพื้นที่ของความลึกของดินเป็นปัจจัยควบคุมสมดุลน้ำที่สำคัญมากกว่าภูมิอากาศ

ABSTRACT: The objective of this study is to develop hydrological model for long-term water balance with a systematic approach for a salt-affected catchment of Mun River. Starting with the formulation of hydrological models is a systematic “downward approach” is presented. Complexity is added in steps from a simple model with minimum number of physical parameters based on an examination of the climate, soil and vegetation controls on water balance. This development is carried out using observed data from Lam Phang Chu catchment of Mun River where is the salt-affected area. Soil information from intensive boring, producing salinity map, is available in this area. At the annual time scales, a simple water balance model including saturation excess overland flow and evaporation is found adequate, provided spatial variability of soil depths and rainfall are introduced through multiple buckets. At the monthly time scale, additional processes are required. The key process is subsurface runoff followed by separated total

evapotranspiration into bare soil evaporation and transpiration. Spatial variability of soil depth appear to be the most important control on runoff variability at all time and space scales, followed by the spatial variability of climate.

KEYWORDS : Water balance, Downward approach, Water yields, Salted-affected catchment

1. บทนำ

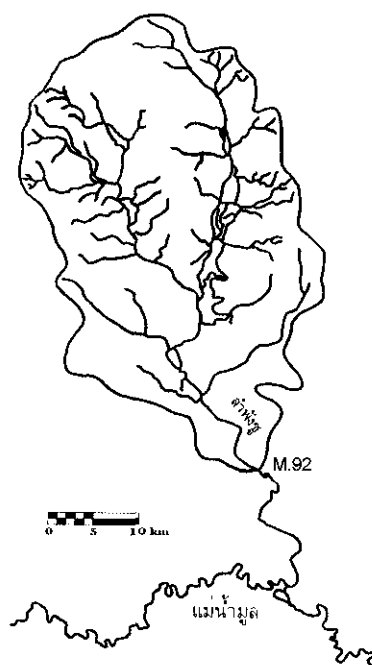
การเกิดการเคลื่อนที่ของความเค็มในชั้นดินนำไปสู่การแพร่กระจายของดินเค็มในลุ่มน้ำ ขึ้นอยู่กับความเปลี่ยนแปลงปริมาณและเส้นทางของการเคลื่อนที่ของน้ำในดินระหว่างผิวดินและใต้ดิน และระหว่างที่ลาดเชิงเขาสู่ที่ลุ่ม ความเปลี่ยนแปลงนี้ นอกจากผันแปรตามสภาพภูมิประเทศแล้ว ยังผันแปรตามสภาวะภูมิอากาศและการใช้ที่ดินที่เปลี่ยนแปลง ดังนั้นการเข้าใจกระบวนการที่ควบคุมการหมุนเวียนและสมดุลของน้ำในลุ่มน้ำ จึงเป็นสิ่งจำเป็นขั้นต้นที่ต้องศึกษาเพื่อนำไปสู่ความเข้าใจปัญหาดินเค็ม โดยเริ่มต้นที่การพัฒนาแบบจำลองทางอุทกวิทยาเป็นเครื่องมือช่วยในการศึกษา แนวทางการพัฒนาแบบจำลองใช้ขั้นตอนตามวิธีจากบนลงล่าง [1], [2] โดยเริ่มจากแบบจำลองสมดุลของน้ำรายปีซึ่งมีความซับซ้อนน้อย แล้วค่อยเพิ่มความซับซ้อนของแบบจำลองขึ้นเป็นลำดับตามมาตราส่วนเวลาที่ลดลงจากรายปีเป็นรายเดือนและรายวันในที่สุด ความซับซ้อนนี้จะถูกเพิ่มขึ้นตามความจำเป็น เพียงพอที่จะจำลองพฤติกรรมการแปรเปลี่ยนของการเกิดน้ำท่าเท่านั้น พารามิเตอร์ของแบบจำลองส่วนใหญ่จะถูกประมาณค่าก่อนและทำ Calibration ให้น้อยที่สุด การพัฒนาแบบจำลองนี้จะถูกนำไปใช้ศึกษาสาเหตุและแนวทางการแก้ปัญหาดินเค็มต่อไป

2. ลุ่มน้ำที่ศึกษา

ได้คัดเลือกลุ่มน้ำย่อยของแม่น้ำมูลคือลุ่มน้ำลำพั้งขนาดพื้นที่ 1,183 ตารางกิโลเมตร (M92) ตั้งอยู่ระหว่างทุ่งสัมฤทธิ์และทุ่งกุลาร้องไห้ อยู่ในเขต 3 จังหวัด คือ มหาสารคาม ขอนแก่นและบุรีรัมย์ ลุ่มน้ำมีความลาดเอียงจากทิศตะวันตกเฉียงเหนือ ที่ระดับความสูง 220 เมตร(รทก.) ไปทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ ที่ระดับความสูง 140 เมตร(รทก.) น้ำท่าในลำพั้งจะไหลผ่านเขต อ.เปือยน้อย หนองสองห้อง บรบือ นาเชือก พุทไธสง และพยัคฆภูมิพิสัย ก่อนไหลลงแม่น้ำมูลในที่สุด ดูรูปที่ 1 ข้อมูลน้ำท่ามาจากสถานีวัดน้ำท่าบ้านห้วยสะพาน (M92) จ.บุรีรัมย์ และข้อมูลน้ำฝนจาก 4 สถานีภายในขอบเขตลุ่มน้ำ อีก 3 สถานีโดยรอบลุ่มน้ำ เลือกใช้ข้อมูลน้ำฝนและน้ำท่า 9 ปีติดต่อกันระหว่างปี พ.ศ. 2521- 2529 ซึ่งสถานีวัดส่วนใหญ่มีการบันทึกข้อมูลที่สมบูรณ์

2.1 ภูมิอากาศและอุทกวิทยา

ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายปีอยู่ระหว่าง 1,170 ถึง 1,440 มิลลิเมตร โดยจะมีปริมาณมากบริเวณตอนเหนือและใต้ของลุ่มน้ำ ข้อมูลเฉลี่ยระยะยาวทั้งลุ่มน้ำลำพั้งหามีปริมาณน้ำฝนรายปี 1,290 มิลลิเมตร ศักยภาพการระเหยต่อปี 1,920 มิลลิเมตร และปริมาณน้ำท่า 230 มิลลิเมตร



รูปที่ 1 ที่ตั้ง โครงข่ายลำน้ำและขอบเขตลุ่มน้ำลำพั้ง

2.2 ภูมิประเทศและชั้นดิน

จากรายงานการเจาะสำรวจดินฝัง piezometer บริเวณ อ. พุทไธสง จ.บุรีรัมย์ โดยโครงการพัฒนาพื้นที่ดินเค็ม กรมพัฒนาที่ดิน ซึ่งเป็นบริเวณทางตอนใต้ของลุ่มน้ำลำพั้ง พบว่าชั้นดินมีลักษณะเป็น 2 ชั้นก่อนถึงชั้นดินดาน คือชั้นบนเป็นดินทรายปนดินร่วน (loamy sand) หรือดินร่วนปนทราย (sandy loam) หนาตั้งแต่ 1 ถึง 10 เมตร ทับอยู่บนดินเหนียวปนทราย (sandy clay) หรือดินร่วนปนดินเหนียว (clay loam) กรมพัฒนาที่ดินได้ดำเนินการเจาะสำรวจดิน ติดตั้ง piezometer เป็นจำนวนมาก เพื่อเก็บตัวอย่างดินและน้ำ วัดค่าการนำไฟฟ้าของน้ำใต้ดินและติดตามการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำใต้ดินตามเวลา การศึกษาในรายละเอียดขั้นต่อไปจะได้ซ่อนทับตำแหน่งบ่อสำรวจเหล่านี้กับแผนที่ชุดดิน

เพื่อดูความสัมพันธ์ระหว่างการกระจายของความลึกของดินกับ
ชนิดดินต่างๆ เพื่อใช้ในการพัฒนาแบบจำลองต่อไป

2.3 พืชพรรณ

การประมาณพื้นที่ป่า การเกษตร และการใช้ที่ดินรูปแบบต่างๆ
เป็นการประมาณเบื้องต้นจากข้อมูลในเอกสาร การศึกษาใน
รายละเอียดจะดำเนินการต่อไปโดยใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม
จาก Landsat TM images (visible bands)

3. แบบจำลองสมดุลของน้ำรายปี

โดยใช้ข้อมูลน้ำฝนรายปี(P) ในแต่ละปีสมมติว่ามีช่วงเวลาฝนตก
ช่วงเดียวคือ t_f เวลาที่เหลือเป็นช่วงไม่มีฝน ความเข้มฝน p สมมติ
ให้คงที่ คำนวณจาก Pหารด้วย t_f อัตราศักยภาพการระเหย e_p
คงที่ตลอดปี คำนวณจากศักยภาพการระเหยรายปี (E_p) หารด้วย
365 วัน โดยกำหนดให้ t_f คงที่ แต่ P และ E_p มีค่าเปลี่ยนแปลงได้
ในแต่ละปี

จากแนวคิดเดียวกับ [3] และ [4] การสร้างแบบจำลองเริ่มต้น
โดยจำลองลุ่มน้ำให้เหมือนกับถังเก็บน้ำใบเดียวมีความจุที่จำกัด
ขนาดความจุประมาณจากความลึกเฉลี่ยของดิน และความพรุน
ของดิน มีการดักก่อนน้ำฝนตกลงถึงพื้นดิน การคายระเหยจากน้ำ
ในถังใบนี้ และการเกิดน้ำผิวดินเมื่อปริมาณน้ำในถังมากกว่า
ความจุถึง

3.1 สมการสมดุลของน้ำ

ปริมาตรของน้ำในถังต่อหน่วยพื้นที่ผิวในช่วงเวลาหนึ่งสำหรับ
แบบจำลองถังเก็บน้ำเดียวกำหนดโดยสมการ

$$\frac{ds(t)}{dt} = p(t) - q_{se}(t) - e(t) \quad (1)$$

โดยให้ $p(t)$ คือความเข้มฝน $q_{se}(t)$ คือน้ำผิวดินเกิดจาก
ส่วนเกินการอิ่มตัวด้วยน้ำในดิน (Saturation excess runoff) $e(t)$
คืออัตราการระเหย และ $s(t)$ คือ ปริมาตรของน้ำในดินหรือใน
ถัง ทั้ง $q_{se}(t)$ และ $e(t)$ กำหนดให้เป็นฟังก์ชันของ $s(t)$ ดังนี้

$$q_{se} = (s - S_b) / \Delta t \quad \text{if} \quad s > S_b \quad (2a)$$

$$q_{se} = 0 \quad \text{if} \quad s \leq S_b \quad (2b)$$

$$e = \frac{s}{S_b} e_p \quad (3)$$

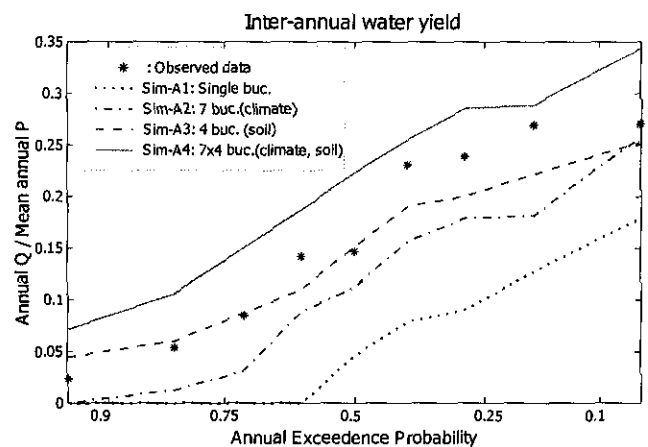
โดยให้ $S_b = D\phi$ เป็นความจุของการกักเก็บน้ำในถัง D คือ
ความลึกเฉลี่ยของดิน ϕ คือความพรุนเฉลี่ยของดิน และ Δt คือ
ระยะเวลาการคำนวณ ในกรณีนี้กำหนดเป็น 1 วัน

เพื่อหลีกเลี่ยงการไม่ทราบเงื่อนไขเริ่มต้นการคำนวณจึง
สมมติให้ปริมาณน้ำในดินที่เวลาสิ้นสุดการคำนวณของ

แบบจำลองเท่ากับปริมาณน้ำในดินที่เวลาเริ่มต้นและค่าปริมาณ
น้ำนี้หาโดยวิธีลองผิดลองถูก

3.2 การประมาณพารามิเตอร์

สรุปจำนวนพารามิเตอร์สำหรับแบบจำลองสมดุลน้ำรายปีคือ
 P, t_f, E_p, i, D, ϕ แบบจำลองต้องการชุดข้อมูลใส่เข้า 2 ชุดคือ
 $p(t)$ และ $e(t)$ วิธีการสร้างจากข้อมูลการบันทึกรายปีได้กล่าว
แล้วในหัวข้อ 3.1 ส่วนค่าการดัก (i) กำหนดให้เป็นสัดส่วนกับ
ปริมาณฝน มีค่าเป็น 5 เปอร์เซ็นต์ ของปริมาณฝน ความจุของการ
เก็บน้ำสำหรับลุ่มน้ำลำพังขุดประมาณได้ 1,200 มิลลิเมตร คำนวณ
จากดินชั้นบนที่ส่วนใหญ่เป็นดินทรายปนดินร่วน (loamy sand)
หนาเฉลี่ย 3 เมตร และความพรุนมีค่าประมาณ 0.4



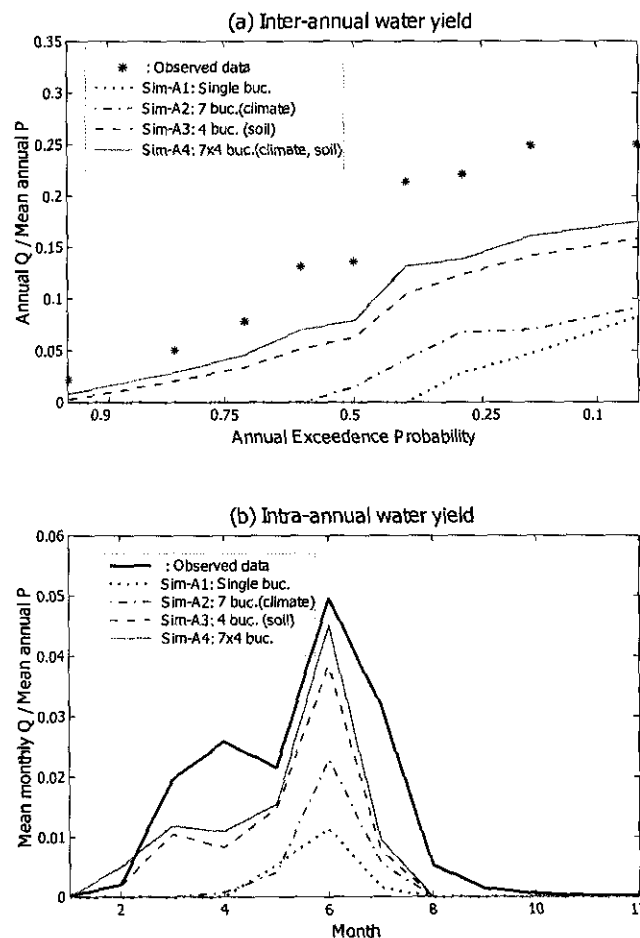
รูปที่ 2 การเปรียบเทียบผลการคำนวณน้ำท่าจากแบบจำลองและการวัด
ของแบบจำลองประเภทแรกที่ใช้ข้อมูลใส่เข้ารายปี

3.3 ความซับซ้อนที่ต้องการเพิ่มขึ้น

การพัฒนาแบบจำลองตามวิธีบนลงล่างเริ่มจากใช้โครงสร้าง
แบบจำลองอย่างง่าย พิจารณาลุ่มน้ำทั้งหมดมีลักษณะภูมิอากาศ
และดินสม่ำเสมอ จึงใช้ถังเก็บเพียงใบเดียวแทนลักษณะลุ่มน้ำ
ได้ (Sim-A1) ขั้นตอนต่อไปของการเพิ่มความซับซ้อนคือการใส่
ถังเก็บน้ำ 7 ใบต่อขนานกันเพื่อรับปริมาณฝนที่ต่างกันตาม
จำนวนสถานีวัดน้ำฝนที่ครอบคลุมพื้นที่แต่ละโซน แต่กำหนดให้
มีความจุเท่ากันเนื่องจากมีความลึกของดินเท่ากัน (Sim-A2) ขั้น
ต่อไปแบบจำลองถังหลายใบถูกใช้เป็นตัวแทนสำหรับพื้นที่ที่มี
ดินความลึกต่างกัน เลือกใช้ถัง 4 ขนาด $S_b = 200, 900, 1100,$
 2500 มิลลิเมตร โดยไม่นำความแตกต่างตามพื้นที่ของฝนมารวม
(Sim-A3) ขั้นตอนสุดท้ายเป็นแบบจำลองถังหลายใบที่รวมความ
แตกต่างและความไม่แน่นอนตามพื้นที่ของฝนและความลึกของ
ดินเข้าด้วยกัน มีจำนวนถึง $7 \times 4 = 28$ ใบ (Sim-A4)

ผลการทดสอบแบบจำลองรายปีทั้ง 4 ชั้น นำเสนอผลโดยใช้
กราฟวิเคราะห์ความถี่ แสดงความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการให้

น้ำผิวดินของกลุ่มน้ำจากการวัดและจากแบบจำลองเทียบกับความน่าจะเป็นที่จะให้น้ำผิวดินรายปีได้มากกว่า (Annual exceedence probability) กราฟที่ได้จะเรียกว่ากราฟความแปรได้ของการให้น้ำผิวดินระหว่างปี (Inter-annual variability of water yield) รูปที่ 2 แสดงกราฟการเปรียบเทียบระหว่างผลจากแบบจำลองทั้ง 4 ชั้นกับค่าจากการวัด ผลจาก Sim-A2 และ Sim-A3 ที่ใกล้เคียงกัน แสดงว่าความแตกต่างตามพื้นที่ของความลึกของดินและปริมาณฝนมีความสำคัญพอๆกันสำหรับสมดุลของน้ำ ส่วนผลจาก Sim-A4 ที่รวมความแตกต่างตามพื้นที่ของทั้งความลึกของดินและปริมาณฝนได้ผลใกล้เคียงแต่มากกว่าค่าจากการวัด ซึ่งอาจเป็นผลจากการนำน้ำผิวดินไปใช้ประโยชน์ภายในลุ่มน้ำแต่ยังไม่ได้นำมาพิจารณาในแบบจำลอง ดังนั้นการใช้แบบจำลองรวมเป็นถึงใบเดียวจึงไม่เพียงพอที่จะอธิบายสมดุลของน้ำรายปี



รูปที่ 3 การเปรียบเทียบผลการคำนวณน้ำท่าจากแบบจำลองและจากการวัดของแบบจำลองประเภทแรกที่ใช้ข้อมูลใส่เข้ารายเดือน

4. แบบจำลองสมดุลของน้ำรายเดือน

จากแบบจำลองเดิมในหัวข้อ 3 ปรับให้รับข้อมูลใส่เข้ารายเดือนโดยไม่เปลี่ยนแปลงจำนวนพารามิเตอร์และความซับซ้อน เพื่อดูผลการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลภายในปี ทำให้ได้โดยแต่ละเดือน

แบ่งเป็นช่วงฝนตกและฝนไม่ตก ความเข้มฝนในช่วงฝนตกและอัตราศักยภาพการระเหย สมมติให้คงที่ในแต่ละเดือน อนุกรมเวลาของความเข้มฝนและอัตราศักยภาพการระเหยติดต่อกันหลายปีสร้างจากข้อมูลการวัดน้ำฝนรายเดือนหารด้วยจำนวนวันที่ฝนตกต่อเดือน และข้อมูลการวัดศักยภาพการระเหยรายเดือนหารด้วยจำนวนวันในแต่ละเดือน การใช้แบบจำลองรายเดือนทำให้สามารถแสดงผลการแปรได้ภายในปีของการให้น้ำผิวดินได้ (Intra-annual variability of water yield) เพิ่มจากกราฟการแปรได้ระหว่างปีของการให้น้ำของกลุ่มน้ำที่แสดงไว้เดิม

ผลการประยุกต์ใช้แบบจำลองเดิมกับข้อมูลภูมิอากาศรายเดือนแสดงในรูปที่ 3 การแปรได้ระหว่างปีมีลักษณะคล้ายคลึงกับในรูปที่ 2 แต่ค่าที่ทำนายต่ำกว่าค่าจากการวัดทั้งหมดทุกปี Sim-M3 แสดงผลของความลึกของดินที่แตกต่างกันตามพื้นที่ที่มีความสำคัญมากขึ้นเพราะให้ผลใกล้เคียงกับ Sim-M4

การแปรได้ภายในปีไม่สามารถทำนายได้ดี ถึงแม้จะใช้โครงสร้างแบบจำลองเป็นถึง 28 ใบขนานกัน คิดรวมอิทธิพลของความแตกต่างตามพื้นที่ของทั้งฝนและความลึกของดินแล้วก็ตาม การเปรียบเทียบกับข้อมูลการวัดการให้น้ำรายเดือนชี้แนะว่าการทำนายที่ต่ำกว่าความเป็นจริงในช่วงเดือนตุลาคม-ธันวาคม (เดือนที่ 7 ถึง 9) ควรมิกลไกที่ชะลอการให้น้ำของกลุ่มน้ำ จากเหตุผลนี้โครงสร้างแบบจำลองของแต่ละถึง ต้องปรับให้มีกลไกการเกิดน้ำท่ามากขึ้น แยกเป็น 2 องค์ประกอบ คือ (1) น้ำไหลออกช้าใต้ผิวดิน (Subsurface runoff, q_{ss}) เกิดขึ้นเมื่อปริมาณน้ำในดินมากกว่าความชื้นชลประทาน (Field capacity) (2) กลไกเดิมคือน้ำไหลจากส่วนเกินการอิ่มตัว q_{se} เกิดขึ้นเมื่อมีน้ำมากกว่าความจุของดิน และเพื่อให้คิดรวมผลความแตกต่างระหว่างพื้นที่ที่มีป่าไม้พืชพรรณปกคลุมและพื้นที่เกษตรกรรม การระเหยรวมจึงแบ่งเป็นการระเหยจากผิวดินเปล่า e_b และการคายน้ำของพืช e_v

4.1 สมการสมดุลของน้ำ

ปรับแบบจำลองดังเดิมให้ใช้กับสมการสมดุลของน้ำใหม่ดังนี้

$$\frac{ds(t)}{dt} = p(t) - q_{ss}(t) - q_{se}(t) - e_b(t) - e_v(t) \quad (4)$$

น้ำไหลออกจากใต้ผิวดิน

$$q_{ss} = \frac{s - s_f}{t_c} \quad \text{if} \quad s > s_f \quad (5a)$$

$$q_{ss} = 0 \quad \text{if} \quad s < s_f \quad (5b)$$

โดยให้ s_f คือการกักเก็บน้ำในดินที่ความชื้นชลประทาน t_c คือเวลาตอบสนองของกลุ่มน้ำที่เกิดน้ำไหลออกจากใต้ผิวดิน

$s_f = f_c D$ ซึ่ง f_c คือความชันชลประทานของดิน และ D คือความลึกเฉลี่ยของดิน t_c ประมาณจากการใช้กฎของคาร์ซีกับการไหลออกของน้ำใต้ดินจากพื้นที่ลาดเอียง

$$t_c = \frac{L\phi}{2K_s \tan \beta} \quad (6)$$

โดยให้ ϕ คือความพรุนเฉลี่ยของดิน L คือความยาวเฉลี่ยของพื้นที่ลาดเนิน (hillslope) ของลุ่มน้ำ $\tan \beta$ คือความลาดชันเฉลี่ยของผิวดิน และ K_s คือค่าเฉลี่ยการนำทางชลศาสตร์อิ่มตัว (Saturated hydraulic conductivity)

การไหลออกจากส่วนเกินการอิ่มตัว ใช้เหมือนกับสมการที่ 2

ตารางที่ 1 ลักษณะทางกายภาพของลุ่มน้ำเฉลี่ยตามพื้นที่

ชื่อพารามิเตอร์	ค่า	หน่วย
L	1,000	เมตร
$\tan \beta$	0.025	-
ϕ	0.4	-
K_s	10	เมตรต่อวัน
D	3.0	เมตร

การระเหยจากดินไม่มีป่าไม้ปกคลุม

$$e_b = \frac{s}{t_e} \quad (8)$$

$$t_c = \frac{S_b}{(1-M)e_p} \quad (9)$$

โดย t_e เป็นมาตราส่วนค่าคงที่ของเวลาที่เกี่ยวข้องกับการระเหย e_p คืออัตราศักยภาพการระเหย และ M คือสัดส่วนพื้นที่ที่ปกคลุมด้วยป่าไม้ ($0 < M < 1$)

อัตราการคายน้ำของพืช

$$e_v = Mk_v e_p \quad \text{if } s > s_f \quad (10a)$$

$$e_v = \frac{s}{t_g} \quad \text{if } s < s_f \quad (10b)$$

$$t_g = \frac{s_f}{Mk_v e_p} \quad (11)$$

โดย t_g คือมาตราส่วนค่าคงที่ของเวลาที่เกี่ยวข้องกับการคายน้ำ k_v คือประสิทธิภาพการคายน้ำของพืช ตาม [5] ค่า M ใช้แบ่งการระเหยทั้งหมดเป็นการระเหยจากดินที่ไม่มีป่าไม้ปกคลุมและการคายน้ำของต้นไม้

4.2 การประมาณค่าพารามิเตอร์

พารามิเตอร์สำหรับแบบจำลองสมดุลของน้ำที่ปรับปรุงใหม่จัดกลุ่มได้ดังนี้

พารามิเตอร์รายเดือนของภูมิอากาศ: $P_m, t_m, E_{pm}, i_m; \forall m = 1, \dots, 12$

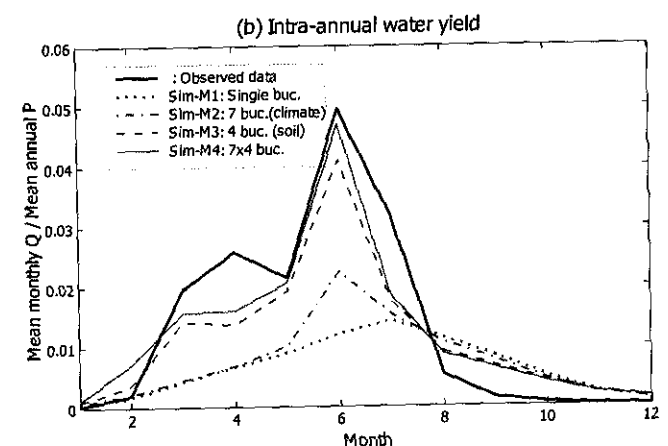
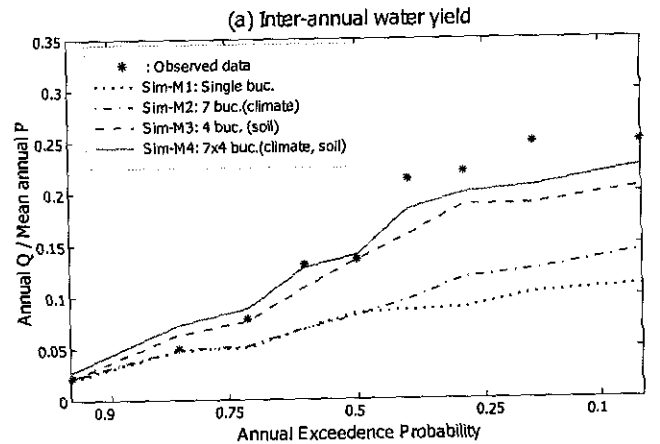
พารามิเตอร์ทางภูมิประเทศและดิน: $D, \phi, f_c, L, \tan \beta, K_s$

พารามิเตอร์ของพืชพรรณ: M, k_v

ตารางที่ 2 สรุปจำนวนพารามิเตอร์ที่ใช้ในแบบจำลองสำหรับทั้งลุ่มน้ำ ค่าต่างๆในตารางที่ 1 เป็นค่าประมาณโดยเฉลี่ยจากค่าวัดจริงซึ่งจะแตกต่างกันมากตามพื้นที่ แบบจำลองนี้ไม่ได้มีการไหล (runoff routing) มาพิจารณาเพราะเวลาในการเดินทางของน้ำในลุ่มน้ำใช้เวลาเพียงไม่กี่วันซึ่งสั้นกว่ามาตราส่วนเวลารายเดือนและรายปีของแบบจำลองนี้

ตารางที่ 2 พารามิเตอร์เฉลี่ยตามพื้นที่สำหรับแบบจำลองชุดที่ 2 รายเดือน

ชื่อพารามิเตอร์	ค่า	หน่วย
S_b	1,200	มิลลิเมตร
f_c	40	เปอร์เซ็นต์
t_c	800	วัน
M	0.1	-
k_v	1.0	-
i	5	เปอร์เซ็นต์



รูปที่ 4 การเปรียบเทียบผลการคำนวณน้ำท่าจากแบบจำลองและจากการวัดของแบบจำลองประเภทที่สองที่ใช้ข้อมูลใส่เข้ารายเดือน

4.3 การวิเคราะห์ความซับซ้อนของแบบจำลอง

คล้ายคลึงกับวิธีการในหัวข้อ 3.3 การวิเคราะห์ความซับซ้อนดำเนินการใน 4 ชั้น (Sim-M1 ถึง Sim-M4) เพื่อดูผลของความแตกต่างตามพื้นที่ของภูมิอากาศ และคืนต่อการแปรได้ของน้ำท่ารูปที่ 4 แสดงการแปรได้ของการให้น้ำจากกลุ่มน้ำที่เกิดขึ้นระหว่างปีและภายในปี เป็นผลจากแบบจำลองทั้ง 4 ชั้นเปรียบเทียบกับค่าจากการวัด แบบจำลองจากขั้นตอนที่ 4 (Sim-M4, 28 ถึง) แสดงให้เห็นว่าแบบจำลองใหม่ที่ใช้อยู่ถึงหลายใบต่อแบบขนานสามารถจำลองการแปรได้ระหว่างปีและภายในปีได้ดีกว่า Sim-A4 ในรูปที่ 3 ดังนั้นจึงยืนยันได้ว่าองค์ประกอบของน้ำท่าที่มาจากกรไหลเข้าได้ผิวดินและการแยกการระเหยเป็น 2 ส่วน มีความจำเป็นสำหรับการทำนายการให้น้ำของกลุ่มน้ำที่ถูกต้องมากขึ้น

5. สรุป

บทความนี้นำเสนอขั้นตอนการพัฒนาแบบจำลองสมดุลน้ำ โดยเริ่มจากแบบจำลองรายปีที่มีความซับซ้อนน้อย แต่สามารถอธิบายการแปรได้ของการเกิดน้ำท่า ซึ่งใช้วิธีบนลงล่าง [1] ผลการทดสอบแต่ละขั้นตอนได้เปรียบเทียบกับข้อมูลการวัดจากสนามของกลุ่มน้ำลำพังชู ลำน้ำสาขาของแม่น้ำมูล แบบจำลองแบบแรกถูกพัฒนาบนฐานข้อมูลภูมิอากาศรายปี แบ่งน้ำฝนอย่างง่ายออกเป็นการระเหยและการไหลออกจากส่วนเกินอิมตัวแบบจำลองนี้สามารถให้ผลการแปรได้ของการให้น้ำระหว่างปีใกล้เคียงกับค่าจากการวัด ถ้าแบบจำลองมีจำนวนถึงกักเก็บน้ำมากพอและมีหลายขนาด ซึ่งทำให้สามารถนำสภาพความแตกต่างตามพื้นที่ของความลึกดินและปริมาณฝนรวมอยู่ในแบบจำลองได้ ต้องการพารามิเตอร์เพียง 3 ตัว คือ ความลึกของดิน ความพรุน และการสูญเสียจากการดัก

การใช้แบบจำลองแรกพบว่ามีโครงสร้างง่ายเกินไปที่จะอธิบายการแปรได้ภายในปีของการเกิดน้ำท่า ดังนั้นแบบจำลองประเภทที่ 2 จึงถูกพัฒนาต่อมาโดยเพิ่มกระบวนการคือ การเกิดกรไหลได้ผิวดิน แยกการระเหยเป็นการระเหยจากผิวดินไม่มีป่าไม้ปกคลุมและการคายน้ำของพืชที่ปกคลุมดิน ซึ่งทำให้มีจำนวนพารามิเตอร์มากขึ้นเป็น 4 ตัว สำหรับดินและภูมิประเทศ และอีก 2 ตัว สำหรับ พืชพรรณ จากการใช้แบบจำลองที่ 2 ทำให้ได้ผลการแปรได้ของการให้น้ำของกลุ่มน้ำระหว่างปีและภายในปีใกล้เคียงกับค่าจากการวัดมากขึ้น

ผลการศึกษานี้ปัญหาเพิ่มเติมของ [6] และ [7] ที่ อ.พระยีน จ.ขอนแก่นพบว่าความเค็มมาจากเกลือที่มีอยู่มากในดินชั้นล่างแพร่ขึ้นมาที่ผิวดิน ซึ่งการเกิดน้ำผิวดินจากส่วนเกินอิมตัวอาจเกี่ยวข้องกับ การเคลื่อนที่ของเกลือแบบนี้ ยังพบอีกว่าการกระจายของดินเค็มส่วนหนึ่งจะเกิดมากบริเวณริมลำน้ำ ที่ลุ่มเชิงเขา การเกิดน้ำไหลได้ผิวดินมาตามความลาดชันอาจเป็นสาเหตุของการเคลื่อนที่ของความเค็มเช่นนี้

กิตติกรรมประกาศ

คณะผู้ศึกษาขอขอบคุณสำนักสำรวจดินและวางแผนการใช้ที่ดิน กรมพัฒนาที่ดิน และสำนักงานอุทกวิทยาและบริหารน้ำ กรมชลประทาน ที่ให้ความอนุเคราะห์ข้อมูล

เอกสารอ้างอิง

- [1] Klemes, V., 1983. Conceptualisation and scale in hydrology, *Journal of Hydrology*, 65: 1-23.
- [2] Jothityangkoon, C., Sivapalan, M., Farmer, D.L., 2001. Process controls of water balance variability in a large semi-arid catchment: Downward approach to hydrological model development, *Journal of Hydrology*, 254: 174-198.
- [3] Manabe, S., 1969. Climate and ocean circulation :The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface, *Monthly Weather Review* 97(11): 739-774.
- [4] Milly, P.C.D., 1994. Climate, soil water storage, and the average annual water balance, *Water Resources Research*, 30(7): 2143-2156.
- [5] Eagleson, P.S., 1978. Climate soil, and vegetation I: introduction to water balance dynamics, *Water Resources Research*, 14(5): 705-712.
- [6] Kohyama, K., Subhasaram, T., 1993. Salt-affected soils in northeast Thailand their salinization and amelioration, ADRC Technical report No. 12, 55p.
- [7] Wada, H., Wichaidit, P., Pramojane, P., 1994. Salt-affected area in northeast Thailand, nature, properties and management, ADRC Technical report No. 15, 67p.