

Podział hydrograficzny zlewni Liwca przyjęto wg cyfrowej mapy MPHP^f w skali 1:50 000 (Czarnecka i in. 2006, 2010). Została ona wykonana w Ośrodku Zasobów Wodnych IMGW na zamówienie Ministra Środowiska i sfinansowana ze środków NFOŚiGW. W monografii mapa posłużyła do określenia granicy zlewni Liwca, w obrębie której prowadzono analizy przestrzenne.

Zastosowany w pracy numeryczny model terenu SRTM w wersji 4 pozyskano z bazy danych CGIAR-CSI (ang. *Consortium for Spatial Information of the Consultative Group for International Agricultural Research*) (Jarvis i in. 2008). Model wykonany jest w rozdzielczości przestrzennej 3", co odpowiada ok. 90 m na równiku (Farr i in. 2007). Udostępniany jest w plikach zawierających dane dla obszaru o powierzchni 5°×5° długości i szerokości geograficznej. Pozyskano plik w formacie rastrowym GeoTiff z danymi reprezentującymi obszar 50-55°N i 20-25°E. Dane zapisane są w układzie odniesienia WGS84. Wielkość komórki rastra wynosi 76,2×76,2 m.

Numeryczny model terenu SRTM wykorzystano w analizie przestrzennej zróżnicowania uwilgotnienia strefy aeracji, przy opracowaniu topograficznego wskaźnika wilgotności TWI oraz jego modyfikacji, jak również przy podziale zlewni na strefy wysokościowe w modelu HBV. Numeryczny model terenu zlewni Liwca przedstawia rys. 3.2, zamieszczony w rozdz. 3.1.

W pracy wykorzystano również mapę glebowo-rolniczą w wersji cyfrowej w skali 1:25 000. Pierwotna wersja mapy była opracowana w latach sześćdziesiątych i siedemdziesiątych XX w. przez Instytut Uprawy, Nawożenia i Gleboznawstwa IUNG w Puławach (Strzemski i in. 1973). Jej treść stanowią kompleksy rolniczej przydatności gleb, typy, podtypy oraz gatunki gleb. Mapę wykonano zgodnie z obowiązującą wówczas klasyfikacją gleb i utworów mineralnych Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego (PTG 1956). Wersję cyfrową mapy wykonano na podstawie map pierwotnych oraz wielospektralnych zdjęć satelitarnych, które posłużyły do aktualizacji użytkowania i zasięgu gruntów na rok 2006. Mapa ma postać warstwy wektorowej, zapisanej w układzie współrzędnych 1992. W tabeli atrybutów warstwy znajdują się dane tekstowe o poligonach, dotyczące m.in. typu i podtypu gleby, kompleksu przydatności rolniczej oraz gatunku gleby w warstwach 0-25, 25-50, 0-50, 50-100 i 100-150 cm.

Dla ok. 99% powierzchni zlewni znajdującej się w województwie mazowieckim mapę pozyskano z zasobów Departamentu Geodezji i Kartografii Urzędu Marszałkowskiego Województwa Mazowieckiego^g. Dla niewielkiego fragmentu zlewni

^f MPHP została udostępniona przez Zakład Hydrologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego.

^g Mapę zakupiono dla 7 powiatów w 2 transzach na podstawie zamówień z 13.08.2009 r. i 06.12.2010 r.

o powierzchni ok. 22 km², należącego do województwa lubelskiego, mapę pozyskano z IUNG w Puławach^h. Mapa glebowo-rolnicza zawiera dane dla obszarów użytkowanych rolniczo oraz lasów prywatnych.

Informacje o uziarnieniu gleb leśnych zostały uzupełnione z leśnej mapy numerycznej (LMN), która stanowi bazę danych przestrzennych o lasach państwowych (Okła 2010). Jest ona połączona z bazą danych opisowych, którą jest System Informatyczny Lasów Państwowych (SILP). Źródłem informacji o glebach dla LMN są mapy glebowo-siedliskowe wykonywane w nadleśnictwach w skali 1:5000. Ich treść obejmuje m.in. typy, podtypy, rodzaje i gatunki gleb oraz typy siedliskowe lasu. Mapy glebowo-siedliskowe opracowywane są na podstawie prac kameralnych i terenowych zgodnie z obowiązującą instrukcją urządzania lasu. Fragment leśnej mapy numerycznej w postaci warstwy wektorowej w układzie współrzędnych 1992 pozyskano z Regionalnej Dyrekcji Lasów Państwowych w Warszawieⁱ. Obejmuje on obszar czterech Nadleśnictw: Łochów, Mińsk, Siedlce i Sokołów. Typy, podtypy oraz gatunki gleb określone są wg klasyfikacji Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego z 1989 r. (PTG 1989). Przedziały średnic poszczególnych frakcji i podfrakcji oraz podział na podgrupy granulometryczne odpowiadają tym z klasyfikacji z 1956 r. (PTG 1956), wg której zostały wykonane mapy glebowo-rolnicze w skali 1:25000.

Mapę glebowo-rolniczą zintegrowaną z leśną mapą numeryczną wykorzystano w analizie zróżnicowania przestrzennego uziarnienia gleb oraz w ocenie możliwości retencjonowania wody, przy opracowywaniu zmodyfikowanej wersji wskaźnika TWI. Ponadto mapy posłużyły do zobrazowania zróżnicowania uziarnienia gleb w zlewni Liwca (rys. 3.3 i 3.4, rozdz. 3.1).

Dane przestrzenne o pokryciu terenu pochodzą z europejskiego projektu CORINE Land Cover CLC2006 (Bielecka, Ciołkosz 2009). Szczegółowość danych odpowiada mapie w skali 1:100000. Powierzchnia najmniejszego wydzielenia jest równa 25 ha, a jego szerokość wynosi co najmniej 100 m. Mapa w postaci wektorowej w układzie współrzędnych 1992 została udostępniona przez Główny Inspektorat Ochrony Środowiska^j. Dane CLC2006 zostały wykorzystane w celu zobrazowania pokrycia terenu oraz w ocenie użytkowania ziemi w zlewni Liwca (rys. 3.5, rozdz. 3.1).

W pracy wykorzystano również dane przestrzenne wskaźnika LAI, opracowa-

^h Mapę zakupiono na podstawie zamówienia z 28.06.2011 r.

ⁱ Mapa została udostępniona na podstawie wniosku do Regionalnej Dyrekcji Lasów Państwowych w Warszawie z 20.09.2012 r.

^j Dane zostały udostępnione na podstawie wniosku do Głównego Inspektora Ochrony Środowiska z 18.02.2012 r.

ne na podstawie obrazów satelitarnych wykonywanych za pomocą spektrometri MODIS (ang. *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) umieszczonego na satelicie Terra (EOS AM-1) (Myneni i in. 2003). Mapy wskaźnika LAI są zawarte w zestawie danych MOD15A2. Algorytm obliczania LAI opisali Knyazikhin i in. (1999). Wskaźnik wyrażony jest w m^2 roślinności na m^2 powierzchni gruntu. Dane są dostępne od lutego 2000 r. w 8-dniowym kroku czasowym. Rozdzielczość przestrzenna danych wynosi 1000 m. Udostępniane są one w formacie HDF (ang. *Hierarchical Data Format*) w arkuszach o wymiarach $10^\circ \times 10^\circ$ długości i szerokości geograficznej. Dane mają odwzorowanie sinusoidalne.

Mapy wskaźnika LAI pobrano ze strony internetowej centrum przetwarzania, gromadzenia i dystrybucji danych LP DAAC (ang. *Land Processes Distributed Active Archive Center*), należącej do Systemu Obserwacji Ziemi EOS NASA^k. Obejmowały one okres od maja do października 2010 r. Dla każdego terminu pobrano plik zawierający dane dla obszaru środkowej i wschodniej Polski, oznaczony symbolem h19v03. Łącznie pozyskano 23 pliki. Mapy wskaźnika LAI zostały wykorzystane przy opracowywaniu zmodyfikowanej wersji wskaźnika TWI.

Zebrane materiały stanowią bazę danych przestrzennych o obszarze badań. Przy przetwarzaniu zbiorów posłużono się technikami analizy przestrzennej z wykorzystaniem programu ArcGIS w wersji 10. Analizy prowadzono w układzie współrzędnych 1992 w domenie przestrzennej obejmującej zlewnię Liwca i obszary sąsiadujące.

3.3. Metody badawcze

3.3.1. Metodyka badań terenowych

Badania eksperymentalne uwilgotnienia gleby, jak wspomniano w rozdz. 3.2.1, prowadzono w sześciu stanowiskach badawczych w osiemnastu terminach pomiarowych. Pomiary wilgotności objętościowej gleby w profilu glebowym wykonywano automatycznie przenośnym miernikiem FOM/mts (ang. *Field Operated Meter/soil moisture, temperature, salinity*), opracowanym i wyprodukowanym w Instytucie Agrofizyki Polskiej Akademii Nauk w Lublinie pod marką *East Test* (Skierucha, Malicki 2004; Skierucha, Wilczek 2007). Urządzenie to działa na podstawie metody reflektometrii czasowej TDR, w której wykorzystuje się zależność prędkości propagacji impulsu elektromagnetycznego od przenikalności dielektrycznej badanego osadu. Przenikalność dielektryczna ϵ jest miarą zachowania się cząstek materii po przyłożeniu zewnętrznego, zmiennego pola elektrycznego. Cząsteczki

^k Adres strony internetowej LP DAAC: https://lpdaac.usgs.gov/get_data (16.02.2012 r.).

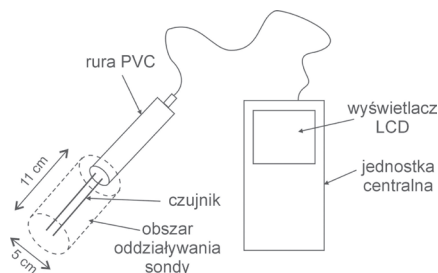
wody są podatne na wpływ pola elektrycznego z powodu budowy dipolowej – niesymetrycznego rozkładu ładunków (Skierucha 2005). Zatem przenikalność dielektryczna wody ma znacznie większą wartość niż pozostałe składniki gleby. Dla wody wynosi ona ok. 81, dla fazy stałej ok. 4, dla powietrza ok. 1. Obliczając przenikalność dielektryczną gleby, można w sposób pośredni ocenić ilość wody znajdującej się w glebie (Skierucha 2005). Przenikalność dielektryczna jest wyliczana na podstawie pomiaru czasu propagacji impulsu elektromagnetycznego wzdłuż faliowodu, utworzonego z dwóch równoległych prętów sondy, które umieszcza się w glebie. Następnie jest ona przeliczana na wilgotność objętościową zgodnie z empiryczną metodą zaproponowaną przez Malickiego i in. (1996):

$$\theta = \frac{\varepsilon^{0,5} - 0,819 - 0,168\rho - 0,159\rho^2}{7,17 + 1,18\rho} \quad (3.3)$$

gdzie: θ – wilgotność objętościowa [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$], ε – przenikalność dielektryczna [$\text{F} \cdot \text{m}^{-1}$], ρ – gęstość fazy stałej w stanie suchym [$\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$].

Urządzenie zbudowane jest z jednostki centralnej, w której znajduje się generator impulsu elektromagnetycznego oraz z przewodu i czujnika, którymi przesyłany jest impuls. Czujniki, składające się z dwóch równoległych, nieizolowanych metalowych prętów, wprowadzane są podczas pomiaru do gleby. Pomiar trwa kilka sekund, a wartości można odczytać na wyświetlaczu. Wilgotność objętościowa gleby podawana jest w procentach w zakresie od 0 do 100%, z dokładnością do 0,1%. Błąd pomiaru wynosi $\pm 2\%$ (*Instrukcja obsługi...* 2008). Rysunek 3.10 przedstawia schemat budowy urządzenia pomiarowego.

Przed przystąpieniem do pomiarów w danym terminie sonda była kalibrowana zgodnie z *Instrukcją obsługi...* (2008). W pierwszym kroku wyznaczano automatycznie długość sondy, czyli długość przewodu między jednostką centralną a czujnikami. Następnie sondę umieszczano kolejno w dwóch ośrodkach o różnych wartościach przenikalności dielektrycznej – powietrzu ($\varepsilon = 1$) oraz w wodzie demineralizowanej ($\varepsilon = 81$).



Rys. 3.10. Schemat urządzenia FOM/mts

Pomiary wilgotności objętościowej w profilach glebowych wykonywano na głębokościach 5 cm i 10 cm, a następnie co 10 cm. Głębokość profili Sinołęka i Grochów wynosiła 120 cm, profilu Świniary – 70 cm, a głębokość profili Łączka, Popielów i Bednarze była uzależniona od poziomu występowania zwierciadła wody podziemnej. Profile pomiarowe były każdorazowo zasypywane, a podczas kolejnej sesji pomiarowej ponownie odkopywane. Za każdym razem odkrywka była wydłużana od strony badanego profilu glebowego w celu odświeżenia ściany odkrywki.

Wyniki pomiarów terenowych wilgotności objętościowej profili glebowych przedstawiono w formie wykresów, a także scharakteryzowano wartościami średnimi oraz współczynnikami zmienności. Na podstawie wszystkich terminów pomiarowych obliczono średnią wilgotność objętościową poszczególnych profili glebowych, a także średnią wilgotność wszystkich profili na poszczególnych głębokościach. Wykorzystano następujące równania, wcześniej stosowane przez Qiu i in. (2001a, b):

$$\bar{\theta}_i = \frac{1}{N_w \times N_t} \sum_{j=1}^{N_w} \sum_{t=1}^{N_t} \theta_{i,j,t} \quad (3.4)$$

$$\bar{\theta}_j = \frac{1}{N_p \times N_t} \sum_{i=1}^{N_p} \sum_{t=1}^{N_t} \theta_{i,j,t} \quad (3.5)$$

gdzie: $\theta_{i,j,t}$ – wilgotność objętościowa w profilu pomiarowym i na głębokości j w terminie pomiarowym t [%], $\bar{\theta}_i$ – średnia wilgotność objętościowa w profilu pomiarowym i na podstawie wszystkich terminów pomiarowych [%], $\bar{\theta}_j$ – średnia wilgotność objętościowa wszystkich profili pomiarowych na głębokości j na podstawie wszystkich terminów pomiarowych [%], N_p – liczba profili pomiarowych [-], N_w – liczba głębokości, na których był wykonywany pomiar [-], N_t – liczba terminów pomiarowych [-].

Na podstawie wszystkich terminów pomiarowych obliczono również średnią wartość uwilgotnienia poszczególnych profili glebowych na danej głębokości:

$$\bar{\theta}_{ij} = \frac{1}{N_t} \sum_{t=1}^{N_t} \theta_{i,j,t} \quad (3.6)$$

gdzie: $\bar{\theta}_{ij}$ – średnia wilgotność objętościowa w profilu pomiarowym i na głębokości j [%].

Współczynniki zmienności uwilgotnienia profilu glebowego i na głębokości j obliczono jako iloraz odchylenia standardowego i wartości średniej wg równania:

$$CV_{ij} = \frac{1}{\bar{\theta}_{ij}} \sqrt{\frac{N_t \sum_{t=1}^{N_t} (\theta_{i,j,t})^2 - (\sum_{t=1}^{N_t} \theta_{i,j,t})^2}{N_t(N_t - 1)}} \quad (3.7)$$

Na podstawie wilgotności objętościowej zmierzonej w terenie obliczono zasoby wodne strefy aeracji wyrażone miarą bezwzględną, w milimetrach warstwy wody. W tym celu wykorzystano opisane poniżej równania ogólne i szczegółowe, stosowane przez Somorowską (2004, 2006). Zapas wody w profilu glebowym można wyrazić wzorem:

$$WS = \frac{\theta \cdot \Delta z}{10} \quad (3.8)$$

gdzie: WS – zasób wody [mm]; θ – wilgotność objętościowa gleby [%]; Δz – miąższość profilu glebowego [cm].

Dysponując danymi wilgotności objętościowej z różnych głębokości profilu, zasób wody w całym profilu bądź w jego części można obliczyć jako sumę zasobów poszczególnych warstw gleby zgodnie z równaniem:

$$WS = \sum_{m=1}^n WS_m = \sum_{m=1}^n \frac{\theta_m \cdot \Delta z_m}{10} \quad (3.9)$$

gdzie: WS_m – zasób wody w warstwie m [mm], θ_m – średnia wilgotność objętościowa gleby warstwy m [%], Δz_m – miąższość warstwy m [cm].

Na podstawie powyższych równań opracowano równania szczegółowe, wg których obliczono zasób wody w warstwach gleby: 0-10, 0-20, 0-30, 0-50 oraz 0-70 cm:

$$WS_{0-10\text{ cm}} = 0,75\theta_5 + 0,25\theta_{10} \quad (3.10)$$

$$WS_{0-20\text{ cm}} = 0,75\theta_5 + 0,75\theta_{10} + 0,5\theta_{20} \quad (3.11)$$

$$WS_{0-30\text{ cm}} = 0,75\theta_5 + 0,75\theta_{10} + \theta_{20} + 0,5\theta_{30} \quad (3.12)$$

$$WS_{0-50\text{ cm}} = 0,75\theta_5 + 0,75\theta_{10} + \theta_{20} + \theta_{30} + \theta_{40} + 0,5\theta_{50} \quad (3.13)$$

$$WS_{0-70\text{ cm}} = 0,75\theta_5 + 0,75\theta_{10} + \theta_{20} + \theta_{30} + \theta_{40} + \theta_{50} + \theta_{60} + 0,5\theta_{70} \quad (3.14)$$

gdzie: $WS_{0-10\text{ cm}}$, $WS_{0-20\text{ cm}}$, $WS_{0-30\text{ cm}}$, $WS_{0-50\text{ cm}}$, $WS_{0-70\text{ cm}}$ – zasób wody w warstwach profilu podanych w indeksach dolnych [mm], θ_5 , θ_{10} , θ_{20} , θ_{30} , θ_{40} , θ_{50} , θ_{60} , θ_{70} – wilgotność objętościowa na głębokościach podanych w indeksach dolnych w cm [%].

Zebrane podczas badań terenowych dane zobrazowano w formie rysunków i wykresów. Jedną z form prezentacji stanowią chronoizoplety wilgotności. Są one zazwyczaj wykreślane za pomocą prostych metod interpolacji liniowej. W tym przypadku zastosowano metodę krigingu zwykłego. Interpolację wykonano na zbiorze punktów reprezentujących pomiary w kolejnych warstwach profilu w każdym termi-

nie pomiarowym. Każdemu punktowi przyporządkowano wartość zmierzonej wilgotności objętościowej.

Dane zebrane podczas badań terenowych zastosowano w ocenie zróżnicowania przestrzennego oraz zmian czasowych uwilgotnienia gleby. Stanowiły one podstawę opracowania procedury oceny zasobów wodnych strefy aeracji w zlewni. Ponadto posłużyły do interpretacji i przeskalanowania wartości zasobów wodnych strefy aeracji, uzyskanych z modelu HBV.

3.3.2. Koncepcja stabilności czasowej

Koncepcja stabilności czasowej została zaproponowana w pedohydrologii przez Vachauda i in. (1985). Zakłada ona istnienie zależności między wilgotnością gleby w punkcie a wartością średnią reprezentującą cały badany obszar. Podstawą koncepcji jest założenie, że główne czynniki kontrolujące zróżnicowanie przestrzenne uwilgotnienia gleby mają charakter statyczny. Wśród nich do najważniejszych należy uziarnienie gleby, które zdaniem Vachauda i in. (1985) decyduje o zróżnicowaniu uwilgotnienia gleby w małej skali. Zgodnie z tym założeniem istnieje prawdopodobieństwo, że jeżeli dany punkt wykazuje najwyższe uwilgotnienie w danym terminie pomiarowym, to będzie również najbardziej wilgotny w innym terminie, ponieważ decydują o tym możliwości gromadzenia wody. Nie można jednak wyeliminować wpływu deszczy nawaalnych, które mają charakter lokalny.

Autorzy koncepcji, badając uwilgotnienie gleby, wykazali, że pewne punkty pomiarowe wyrażają średnie wartości dla całego badanego obszaru, podczas gdy inne odzwierciedlają wartości ekstremalne. Zatem czasowa stabilność może być rozumiana jako czasowa niezmienność pewnej struktury przestrzennego zróżnicowania danej zmiennej. Jednym z pierwotnych celów koncepcji było opracowanie metody, która pozwoliłaby zredukować liczbę punktów pomiarowych koniecznych do analizy dynamiki uwilgotnienia gleby na danym obszarze. Stabilność czasowa uwilgotnienia gleby jest przedmiotem licznych prac badawczych prowadzonych w różnych skalach przestrzennych i czasowych (Gómez-Plaza i in. 2000; Martínez-Fernández, Ceballos 2005; Brocca i in. 2009; Jacobs i in. 2010; Somorowska, Piętka 2010).

Stabilność czasową uwilgotnienia gleby oceniono na podstawie danych wilgotności objętościowej, pozyskanych podczas badań terenowych. Analizę przeprowadzono dla warstw profili glebowych o miąższościach: 0-10, 0-30 oraz 0-50 cm. Ze względu na wahania zwierciadła wody w trzech profilach glebowych i brak pomiarów na większych głębokościach w każdym terminie, stabilności czasowej nie oceniono dla głębszych warstw. Średnia wilgotność objętościowa w badanych warstwach została obliczona wg następujących równań:

$$\theta_{0-10\text{cm}} = 0,75\theta_5 + 0,25\theta_{10} \quad (3.15)$$

$$\theta_{0-30\text{cm}} = 0,25\theta_5 + 0,25\theta_{10} + 0,333\theta_{20} + 0,167\theta_{30} \quad (3.16)$$

$$\theta_{0-50\text{cm}} = 0,15\theta_5 + 0,15\theta_{10} + 0,2\theta_{20} + 0,2\theta_{30} + 0,2\theta_{40} + 0,1\theta_{50} \quad (3.17)$$

gdzie: $\theta_{0-10\text{cm}}$, $\theta_{0-30\text{cm}}$, $\theta_{0-50\text{cm}}$ – średnia wilgotność objętościowa w warstwie profilu podanej w indeksie dolnym [%]; θ_5 , θ_{10} , θ_{20} , θ_{30} , θ_{40} , θ_{50} – wilgotność objętościowa zmierzona na głębokości podanej w cm w indeksie dolnym [%].

Ocenę stabilności czasowej poprzedziła analiza zróżnicowania przestrzennego uwilgotnienia gleby. W tym celu wyznaczono średnią wilgotność obszarową jako średnią arytmetyczną z wszystkich profili w terminie pomiarowym t w warstwie m , a także odchylenie standardowe dla trzech warstw wg równań:

$$\bar{\theta}_{t,m} = \frac{1}{N_p} \sum_{i=1}^{N_p} \theta_{i,t,m} \quad (3.18)$$

$$\sigma(\theta_{t,m}) = \sqrt{\frac{1}{N_p - 1} \sum_{i=1}^{N_p} (\theta_{i,t,m} - \bar{\theta}_{t,m})^2} \quad (3.19)$$

gdzie: $\theta_{i,t,m}$ – wilgotność objętościowa w profilu pomiarowym i w terminie pomiarowym t w warstwie m [%], $\bar{\theta}_{t,m}$ – średnia wilgotność obszarowa w terminie pomiarowym t w warstwie m [%], $\sigma(\theta_{t,m})$ – odchylenie standardowe wilgotności w terminie pomiarowym t w warstwie m [%], N_p – liczba profili pomiarowych [-].

Zgodnie z metodą opisaną przez Vachauda i in. (1985) analiza stabilności czasowej uwilgotnienia gleby w profilach pomiarowych oraz wyznaczenie najbardziej reprezentatywnego profilu polega na obliczeniu wartości średniej oraz odchylenia standardowego wilgotności względnej. Wilgotność względna określona jest jako różnica między wilgotnością gleby w punkcie a wilgotnością obszarową, odniesioną do wilgotności obszarowej, co można wyrazić wzorem:

$$\delta_{i,t,m} = \frac{\theta_{i,t,m} - \bar{\theta}_{t,m}}{\bar{\theta}_{t,m}} \quad (3.20)$$

gdzie: $\delta_{i,t,m}$ – wilgotność względna w profilu pomiarowym i w terminie pomiarowym t w warstwie m [-].

Następnie dla każdego profilu wyznaczono średnią oraz odchylenie standardowe wilgotności względnej:

$$\bar{\delta}_{i,m} = \frac{1}{N_t} \sum_{t=1}^{N_t} \delta_{i,t,m} \quad (3.21)$$

$$\sigma(\delta_{i,m}) = \sqrt{\frac{1}{N_t - 1} \sum_{t=1}^{N_t} (\delta_{i,t,m} - \bar{\delta}_{i,m})^2} \quad (3.22)$$

gdzie: $\bar{\delta}_{i,m}$ – średnia wilgotność względna w profilu pomiarowym i w warstwie m [-], $\sigma(\delta_{i,m})$ – odchylenie standardowe wilgotności względnej w profilu pomiarowym i w warstwie m [-], N_t – liczba terminów pomiarowych [-].

Na podstawie średniej wilgotności względnej można zidentyfikować profile pomiarowe, które systematycznie reprezentują warunki wilgotności zbliżone do średniej obszarowej bądź niższe lub wyższe od niej. Profile ze średnią wilgotnością względną bliską zera mają uwilgotnienie bliskie średniej dla badanego obszaru. Wartości większe od zera są charakterystyczne dla profili wykazujących uwilgotnienie większe od średniej obszarowej, a mniejsze od zera dla profili o małej wilgotności. Brak profilu pomiarowego, dla którego wartość wilgotności względnej jest bliska zera, oznacza, że żaden z profili nie reprezentuje dość dobrze wartości średniej obszarowej. Uwzględniając wówczas profil (określony poniżej symbolem k), dla którego obliczona wartość wilgotności względnej była najbliższa zera, średnie obszarowe uwilgotnienie na podstawie uwilgotnienia w tym profilu można obliczyć zgodnie z równaniem (Grayson, Western 1998):

$$\bar{\theta}_{t,m} = \frac{\theta_{k,t,m}}{1 + \bar{\delta}_{k,m}} \quad (3.23)$$

gdzie: $\bar{\theta}_{t,m}$ – średnia wilgotność obszarowa w terminie pomiarowym t w warstwie m [%], $\theta_{k,t,m}$ – wilgotność objętościowa gleby w profilu pomiarowym k w terminie pomiarowym t w warstwie m [%], $\bar{\delta}_{k,m}$ – średnia wilgotność względna w profilu pomiarowym k w warstwie m [%].

Wartości odchylenia standardowego wilgotności względnej wskazują na rozbieżności między zmiennością w czasie uwilgotnienia w danym profilu a zmiennością średniego uwilgotnienia danego obszaru. Profile pomiarowe, dla których wartości odchylenia standardowego są bliskie zera charakteryzują się dużą stabilnością czasową uwilgotnienia. Zatem czasowa dynamika wilgotności w tych profilach jest zbliżona do dynamiki wilgotności obszarowej. W zależności od wartości średniej wilgotności względnej reprezentują one czasową zmienność średniego uwilgotnienia, zaniżonego lub zawyżonego. Podsumowując, profil najlepiej reprezentujący zmienność czasową uwilgotnienia badanego obszaru wyróżnia się średnią wartością wilgotności względnej zbliżoną do zera oraz niewielką wartością odchylenia standardowego.

3.3.3. Metoda oceny zasobów wodnych strefy aeracji w zlewni

Przyjmując założenia koncepcji stabilności czasowej o niezmienności w czasie przestrzennej struktury uwilgotnienia gleby, opracowano procedurę oceny zasobów wodnych strefy aeracji w zlewni. Uwzględniono punktową informację o uwilgotnieniu gleby, a także zróżnicowanie przestrzenne czynników kształtujących stan retencji. Wybrano trzy czynniki: topografię, uziarnienie oraz roślinność. W analizie nie uwzględniono położenia zwierciadła wody podziemnej, które również wpływa na warunki wilgotnościowe strefy aeracji. Było to spowodowane trudnościami w parametryzacji tego czynnika, wynikającymi przede wszystkim z braku dokładnych danych. Jednak zakładając, że położenie pierwszego swobodnego zwierciadła wody podziemnej jest kontrolowane przez ukształtowanie powierzchni terenu, czynnik ten pośrednio ujęto podczas parametryzacji topografii.

Opracowaną procedurę zrealizowano w dwóch etapach. W pierwszym obliczono przestrzennie zróżnicowany topograficzny wskaźnik wilgotności *TWI* w czterech wersjach:

- *TWI* w wersji klasycznej,
- *TWI* z uwzględnieniem wpływu uziarnienia (modyfikacja 1),
- *TWI* z uwzględnieniem wpływu roślinności (modyfikacja 2),
- *TWI* z uwzględnieniem wpływu uziarnienia i roślinności (modyfikacja 3).

Spośród czterech wersji, w drugim etapie, wybrano jeden wskaźnik, który uznano za statyczny model struktury przestrzennej warunków wilgotnościowych w zlewni. Integrując mapę wybranego wskaźnika z wynikami badań terenowych, obliczono średnie uwilgotnienie gleby w zlewni, a następnie przeliczono je na wartość zapasu wody.

Topograficzny wskaźnik wilgotności TWI

Topograficzny wskaźnik wilgotności *TWI* został wprowadzony przez Bevena i Kirkby'ego (1979) wraz z modelem hydrologicznym TOPMODEL. Jest to matematyczna parametryzacja stanu uwilgotnienia gleby wyrażona funkcją nachylenia stoku i powierzchni obszaru zasilającego daną komórkę. Wskaźnik *TWI* obliczany jest za pomocą równania:

$$TWI = \ln \frac{As}{\tan \beta} \quad (3.24)$$

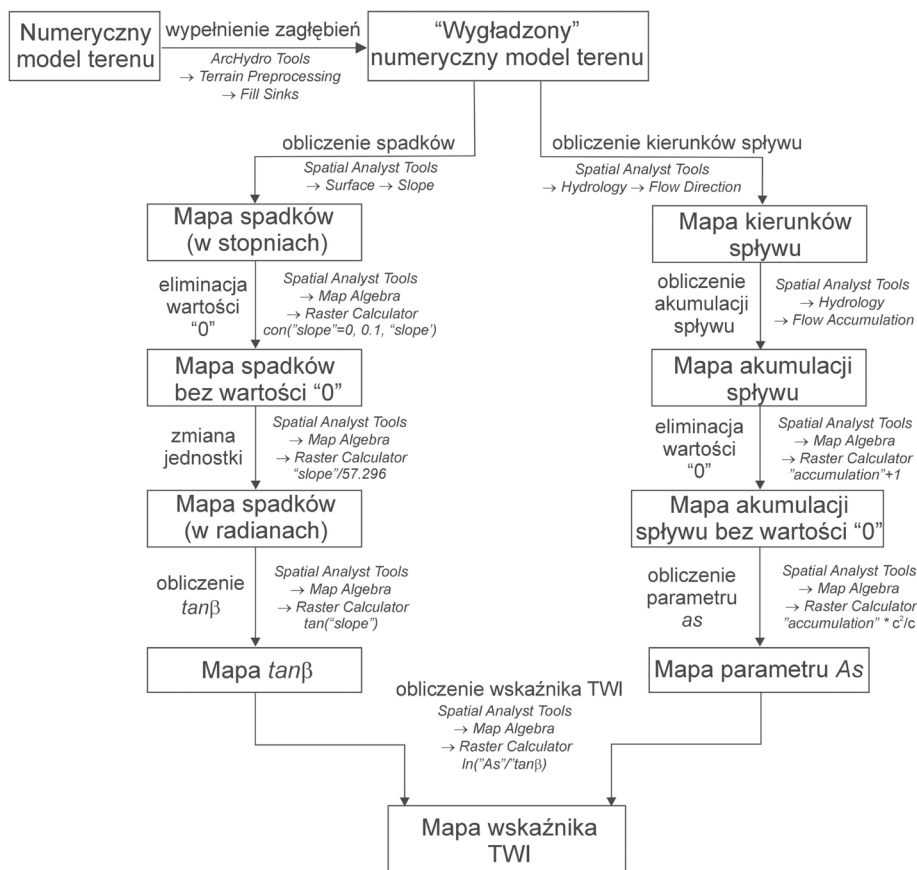
gdzie: *TWI* – topograficzny wskaźnik wilgotności [-], *As* – powierzchnia obszaru zasilającego daną komórkę podzielona przez bok komórki [m²·m⁻¹], β – kąt nachylenia stoku [rad].

Wskaźnik *TWI* opisuje wpływ topografii na kształtowanie się uwilgotnienia gleby. Pozwala on na oszacowanie tendencji do gromadzenia wody opadowej lub roztopowej w danym punkcie zlewni (Quinn i in. 1991). Zgodnie z powyższym wyrażeniem, im większy obszar zasilania i mniejszy kąt nachylenia stoku, tym większy jest wskaźnik *TWI*, czyli większe uwilgotnienie. Zatem, uwzględniając topografię, obszarami predysponowanymi do gromadzenia wody w glebie są obszary płaskie o dużym obszarze zasilania. Zakłada się, że obszary zlewni o tej samej wartości wskaźnika *TWI* podobnie reagują na opad deszczu, pod warunkiem, że charakteryzują się zbliżonymi cechami środowiska, takimi jak m.in. typ gleby (Qin i in. 2011). Wartości wskaźnika *TWI* są liczbami niemianowanymi i nie mają wymiaru wielkości fizycznych. W literaturze wskaźnik *TWI* funkcjonuje również pod nazwą *Compound Topographic Index* (Gessler i in. 1995; Yang i in. 2005).

Wskaźnik *TWI* jest szeroko stosowany w literaturze do oceny zróżnicowania przestrzennego warunków wilgotnościowych (m.in. Western i in. 1999; Lin i in. 2006a; Temimi i in. 2010). Grabs i in. (2009) wykorzystali wskaźnik do identyfikacji mokradeł w zlewni. Topografia steruje bowiem wpływem powierzchniowym i podpowierzchniowym wody oraz wpływa na procesy jej retencji. Z tego powodu wskaźnik *TWI* był również wykorzystywany w analizach zróżnicowania przestrzennego innych właściwości gleby, m.in. zawartości mniejszych frakcji i materii organicznej oraz pH i głębokości profilu (Moore i in. 1993; Seibert i in. 2007). Zinko i in. (2005) badali związek wartości wskaźnika *TWI* z liczebnością poszczególnych gatunków roślin. Istnieją również prace przedstawiające zagadnienia dotyczące metodyki obliczania wskaźnika i wpływu zastosowanych algorytmów na uzyskiwane wyniki (Quinn i in. 1995; Sørensen i in. 2006; Sørensen, Seibert 2007). W polskiej literaturze Giętkowski i Zachwatowicz (2008) zastosowali wskaźnik *TWI* w opracowaniu klasyfikacji typów morfometrycznych rzeźby terenu.

Wskaźnik *TWI* zaliczany jest do wtórnych atrybutów topograficznych (Urbański 2008), które w przeciwieństwie do pierwotnych atrybutów nie są obliczane bezpośrednio z danych numerycznego modelu terenu. Powstają poprzez wykorzystanie atrybutów pierwotnych i mogą być stosowane do opisu procesów wykazujących zróżnicowanie przestrzenne zależne od topografii. Na wartość uzyskanego wskaźnika mają wpływ rozdzielczość przestrzenna numerycznego modelu terenu oraz wybór algorytmu do obliczenia kierunku spływu wody w zlewni, na podstawie którego oblicza się następnie wartość parametru *As* (Schmidt, Persson 2003).

Mapę wskaźnika *TWI* dla zlewni Liwca wykonano na podstawie numerycznego modelu terenu SRTM, opisanego w rozdz. 3.2.4 i przedstawionego na rys. 3.2 w rozdz. 3.1. Mapę opracowano w programie ArcGIS 10.0. Etapy powstawania mapy oraz procedury programu, które w nich zastosowano, przedstawiono na rys. 3.11.

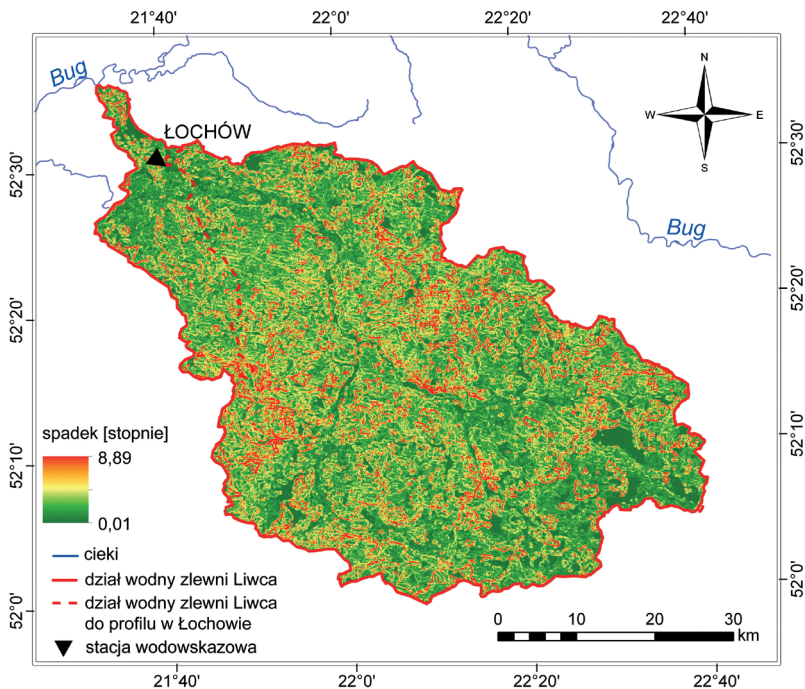


Rys. 3.11. Schemat opracowania mapy TWI w programie ArcGIS 10.0

W pierwszym etapie przetwarzaniu poddano numeryczny model terenu. Usunięto z niego zagłębienia terenu, które przyczyniają się do wadliwego modelowania spływu wody po terenie, o czym pisali m.in. O’Callaghan i Mark (1984), Beven (1997), Qin i in. (2011). Zagłębienia takie powstają w procesie opracowywania numerycznego modelu terenu (Urbański 2008; Wu i in. 2008). Do usunięcia nieprawidłowych zagłębień zastosowano procedurę *Fill Sinks* (*ArcHydro Tools* → *Terrain Preprocessing*). Powoduje ona „wygładzenie” zagłębień poprzez przypisanie im najmniejszej wartości wysokości z sąsiadujących pikseli. Tak przygotowany numeryczny model terenu charakteryzował się zakresem wysokości w zlewni Liwca od 86 m n.p.m. do 222 m n.p.m., przy najczęściej występującej wartości komórki rastra równej 160 m n.p.m.

Na podstawie numerycznego modelu terenu wykonano mapę spadków. W tym celu zastosowano narzędzie *Slope* (*Spatial Analyst Tools* → *Surface*). Mapę spad-

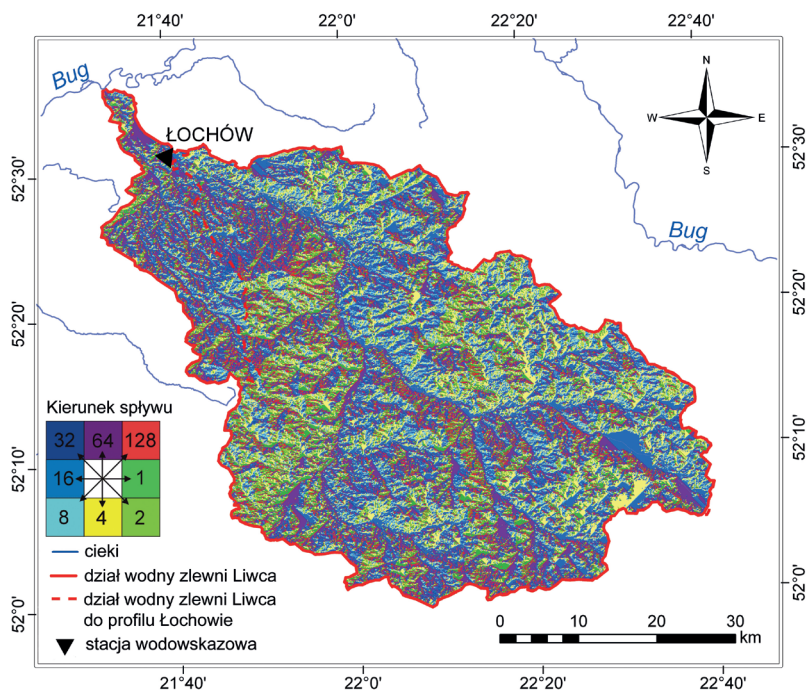
ków przedstawia rys. 3.12. W zlewni Liwca wartości nachylenia wahają się od 0° do $8,89^\circ$. Obecność obszarów idealnie płaskich o wartości komórek rastra równej zero implikuje obecność błędów w dalszej analizie. Zgodnie z równaniem 3.24, w przypadku gdy kąt nachylenia β równy jest zero, wartość wskaźnika *TWI* jest nieokreślona. Na problem obszarów płaskich w modelowaniu hydrologicznym z wykorzystaniem numerycznego modelu terenu między innymi w kontekście określania kierunków spływu zwracało uwagę wielu autorów, wśród nich Tarboton (1997) oraz Grabs i in. (2009). W niniejszej pracy problem ten rozwiązano przez wyeliminowanie z mapy spadków komórek rastra o wartości 0 i zastąpienie ich wartością 0,01. Stanowiły one jedynie 3,7% powierzchni zlewni Liwca. Podobną metodę zastąpienia obszarów płaskich obszarami o nieznacznym nachyleniu zaimplementowali Planchon i Darboux (2001). Zamiany wartości komórek rastra, w których zakodowany jest spadek, dokonano za pomocą narzędzia *Raster Calculator* (*Spatial Analyst Tools* → *Map Algebra*) z zastosowaniem wyrażenia *con("slope"=0, 0.01, "slope")*. Ostatnim etapem w przetwarzaniu mapy spadków było obliczenie tangensa kąta nachylenia. Wymagało to wyrażenia kąta w radianach. Zamiany jednostek dokonano za pomocą procedury *Raster Calculator* (*Spatial Analyst Tools* → *Map Algebra*) przez podzielenie wartości komórek rastra z mapy spadków wyrażonych



Rys. 3.12. Spadki terenu w zlewni Liwca na podstawie danych SRTM

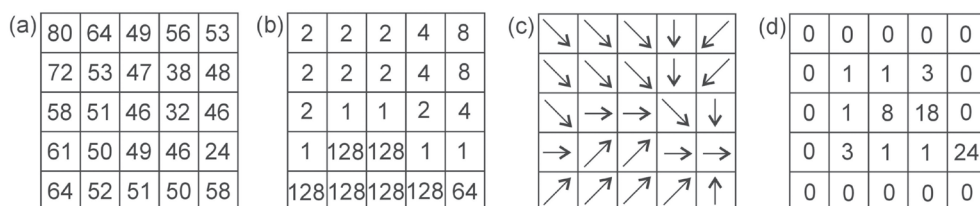
w stopniach przez wartość 57,296. Obliczenia funkcji trygonometrycznych dokonano również za pomocą narzędzia *Raster Calculator*.

Kolejnym krokiem było opracowanie mapy kierunków spływu za pomocą procedury *Flow Direction (Spatial Analyst Tools → Hydrology)*. Kierunek spływu został obliczony metodą D8, która zakłada, że woda z danej komórki może spływać tylko do jednej z ośmiu sąsiadujących komórek (O'Callaghan, Mark 1984). Ruch wody odbywa się zgodnie z nachyleniem terenu. Efektem końcowym jest mapa, na której każdemu pikselowi przyporządkowany jest jeden z ośmiu kierunków podstawowych: N, NE, E, SE, S, SW, W, NW, zakodowanych za pomocą wartości liczbowych, zgodnie z legendą na rys. 3.13.



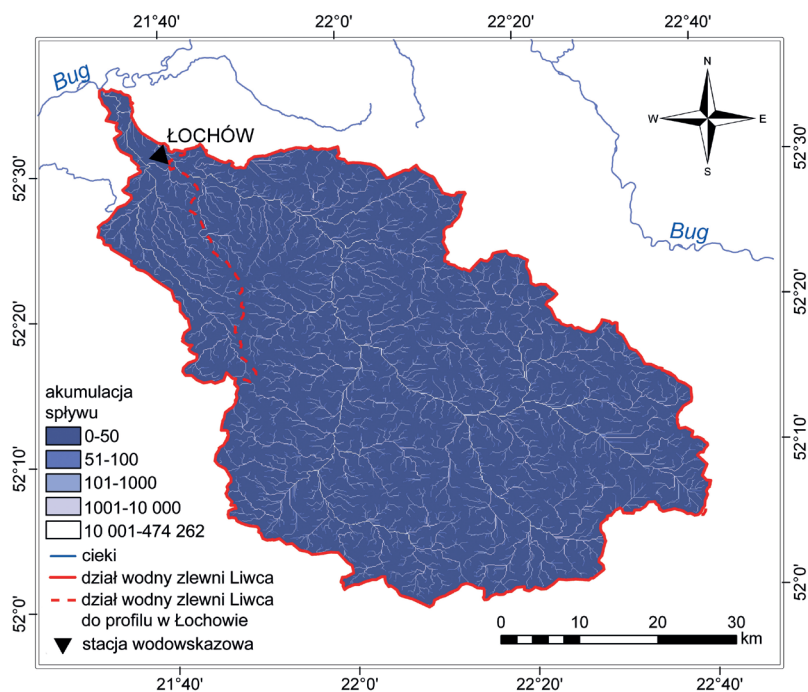
Rys. 3.13. Kierunki powierzchniowego spływu wody w zlewni Liwca na podstawie danych SRTM

Mapa kierunków spływu stanowiła podstawę do opracowania mapy akumulacji spływu za pomocą procedury *Flow accumulation (Spatial Analyst Tools → Hydrology)*. Wartość komórki rastra na mapie akumulacji spływu odpowiada liczbie komórek, z których następuje do niej spływ wody. Przyjmując pewną wartość progową, odpowiadającą ilości wody przepływającej przez daną komórkę, można wyznaczyć na mapie ciekie stałe (Urbański 2008). Schemat powstawania mapy akumulacji spływu przedstawiono na rys. 3.14. Z kolei rys. 3.15 przedstawia mapę akumulacji spływu zlewni Liwca.



Rys. 3.14. Etapy powstawania mapy kierunku spływu oraz mapy akumulacji spływu:

- (a) – numeryczny model terenu, (b) – kodowana mapa kierunków spływu (wg legendy z rys. 3.13),
(c) – mapa kierunków spływu, (d) – mapa akumulacji spływu (Urbański 2008)



Rys. 3.15. Akumulacja spływu w zlewni Liwca na podstawie danych SRTM

Mapa akumulacji spływu zawiera wartości równe zero, co powoduje analogiczny problem, jak w przypadku mapy spadków. Zostały one wyeliminowane poprzez dodanie wartości 1 do każdej komórki rastra. Następnie, aby uzyskać wartość parametru As , występującego w liczniku równania 3.24, wartość każdej komórki rastra została pomnożona przez jej powierzchnię i podzielona przez długość boku, zgodnie z równaniem:

$$As = \frac{n \cdot b^2}{b} \quad (3.25)$$

gdzie: n – liczba komórek, z których następuje spływ wody [-], b – długość boku komórki [m].

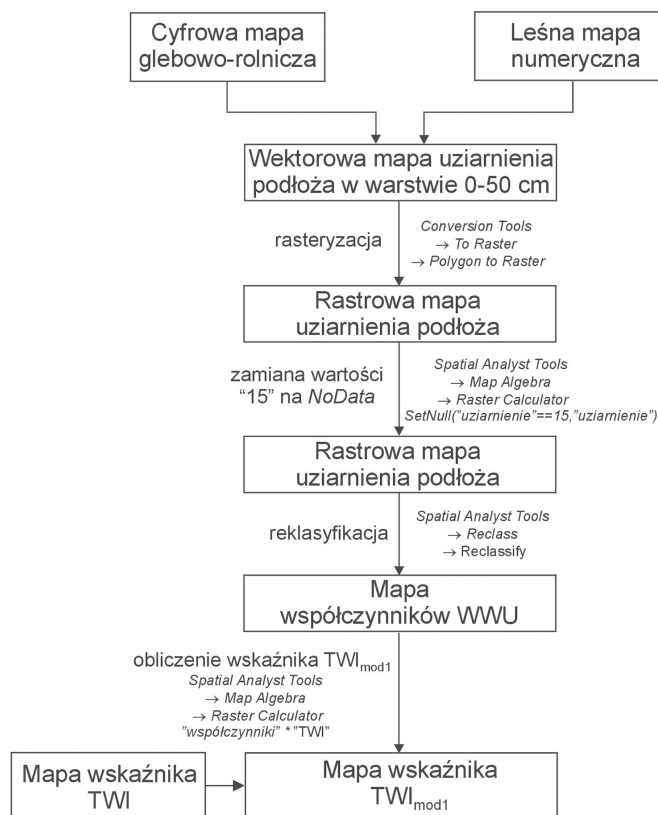
Na podstawie mapy spadków oraz mapy akumulacji spływu, stosując równanie 3.24, wykonano mapę wskaźnika TWI dla zlewni Liwca za pomocą narzędzia *Raster Calculator* (*Spatial Analyst Tools* → *Map Algebra*). Mapa TWI w rozdzielczości $76,2 \times 76,2$ m została następnie zgeneralizowana do rozdzielczości 150×150 m. W pierwszym kroku zastosowano narzędzie *Aggregate* (*Spatial Analyst Tools* → *Generalization*). Wielkości komórek rastra zwiększono dwukrotnie, a ich nowe wartości zostały obliczone jako średnia arytmetyczna z wartości początkowych. Następnie za pomocą procedury *Resample* (*Data Management Tools* → *Raster* → *Raster Processing*) dostosowano wielkość komórki rastra do rozdzielczości 150×150 m.

Topograficzny wskaźnik wilgotności uwzględniający wpływ uziarnienia TWI_{mod1}

Pierwsza modyfikacja TWI polegała na opracowaniu wskaźnika, który uwzględniałby zarówno wpływ topografii, jak i zróżnicowanie możliwości retencyjnych utworów budujących strefę aeracji. Wymagało to dokonania parametryzacji uziarnienia gleb. Nowy wskaźnik oznaczono indeksem „mod1”. Schemat powstawania mapy TWI_{mod1} przedstawia rys. 3.16. Analizę wykonano dla warstwy gleby o miąższości 0-50 cm.

Podstawę w analizie zróżnicowania przestrzennego gatunków gleb stanowiła cyfrowa mapa glebowo-rolnicza w skali 1:25 000, której treść dodatkowo dla obszarów lasów została uzupełniona z leśnej mapy numerycznej. Charakterystykę map zamieszczono w rozdz. 3.2.4. Na obu mapach gatunek gleby przedstawiono jako podgrupy granulometryczne określone zgodnie ze starą klasyfikacją utworów mineralnych Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego (PTG 1956). Podjęte próby przełożenia map wg aktualnie stosowanego podziału PTG (2009) wskazywały na znaczne rozbieżności w obu podziałach. Różnice dotyczą zarówno podziału wielkości ziaren na frakcje i podfrakcje granulometryczne, jak i podziału na grupy i podgrupy granulometryczne. Nie dysponując danymi źródłowymi ze szczegółowych laboratoryjnych badań uziarnienia, na podstawie których określono grupy i podgrupy granulometryczne przedstawione na mapach glebowo-rolniczych i glebowo-siedliskowych, poprawne przełożenie klasyfikacji było niemożliwe. Z tego powodu w dalszej analizie zastosowano oryginalne materiały kartograficzne. Ułatwiło to również ocenę możliwości retencyjnych poszczególnych podgrup granulometrycznych, wg wartości polowej pojemności wodnej, wykonaną na podstawie literatury.

W pierwszym etapie wektorową mapę podgrup granulometrycznych poddano rasteryzacji za pomocą procedury *Polygon to Raster* (*Conversion Tools* → *To Raster*). W trakcie rasteryzacji mapę dopasowano do mapy klasycznego wskaźnika TWI ,

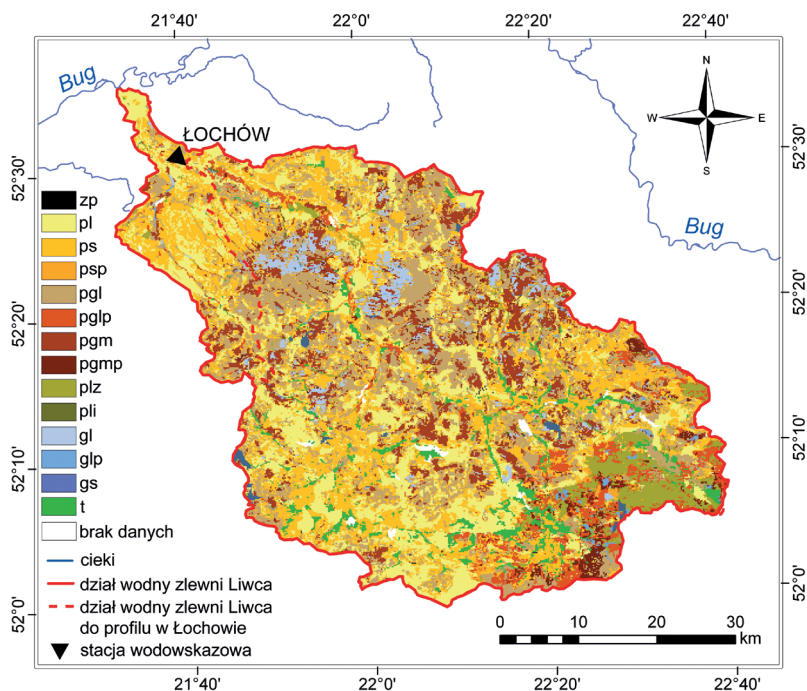


Rys. 3.16. Schemat opracowania mapy TWI_{mod1} w programie ArcGIS 10.0

uzyskując zgodność obu map pod względem rozmiaru komórek rastra oraz współrzędnych ich położenia. Opracowana mapa rastrowa zawierała wartości komórek w zakresie od 1 do 15. Pełniły one funkcję identyfikatorów w tablicy atrybutowej, w której znajdowały się wartości komórek rastra oraz przyporządkowane im symbole podgrup granulometrycznych. Obszaram pozbawionym danych, oznaczonym identyfikatorem 15, przypisano wartość *NoData* i wykluczono z dalszej analizy. Zajmują one niewiele ponad 0,5% powierzchni zlewni i stanowią je w większości zbiorniki wodne. Dokonano tego za pomocą wyrażenia *SetNull* ("uziarnienie"==15, "uziarnienie") w *Raster Calculator* (*Spatial Analyst Tools* → *Map Algebra*).

Rastrową mapę podgrup granulometrycznych osadów w warstwie 0-50 cm przedstawia rys. 3.17. W tabl. 3.5 zestawiono procentowy udział powierzchni poszczególnych podgrup granulometrycznych, obliczony na podstawie danych wektorowych i rastrowych. Zauważono niewielkie różnice w obliczonych wartościach, sięgające maksymalnie 0,14% w przypadku piasku słabogliniastego. Zgodnie z da-

Kolejnym etapem było przeprowadzenie parametryzacji osadów, ze względu na ich właściwości retencyjne. Jej celem było ustalenie wartości współczynników dla poszczególnych podgrup granulometrycznych, występujących w zlewni Liwca, które następnie zostały zastosowane w obliczeniach TWI_{mod1} . Założono, że współczynniki powinny obrazować różnice w możliwościach retencyjnych pomiędzy podgrupami. Przyjęty współczynnik określałby, o ile utwór z danej podgrupy może być wilgotniejszy bądź suchszy od innego, przy zbliżonych warunkach topograficznych,



Rys. 3.17. Litologia osadów powierzchniowych w warstwie 0-50 cm w postaci danych rastrowych
(objaśnienia symboli znajdują się w tabl. 3.5)

roślinnych i meteorologicznych. W praktyce jest to zadanie niezwykle trudne ze względu na mnogość czynników mogących decydować o zdolnościach retencyjnych gleb oraz ograniczoną ilość dostępnych danych empirycznych. Przyjmując pewne uproszczenia, wartości współczynników zostały określone za pomocą różnic w polowej pojemności wodnej podgrup granulometrycznych, określonych na podstawie danych zebranych z literatury oraz na podstawie analizy własnych pomiarów terenowych. Przyjęte współczynniki nazwano względnymi współczynnikami uwilgotnienia (WWU).

Polowa pojemność wodna jest statyczną charakterystyką gleby, która określa maksymalną ilość wody, jaka może być utrzymana w glebie po odcieknięciu wody grawitacyjnej. Woda wiązana jest wówczas w glebie siłami ssania o wartości $pF \approx 2$. Wartość polowej pojemności wodnej różnicowana jest przede wszystkim przez skład granulometryczny (Walczak i in. 2002). Z tego powodu może być stosowana jako miara wielkości retencji utworów powierzchniowych.

Obszerną bazę charakterystycznych wartości pF dla typów mineralnych gleb orných, na podstawie 290 zbadanych profili glebowych, opracowali Walczak i in.

Tablica 3.5

**Udział poszczególnych podgrup granulometrycznych
w zlewni Liwca wg danych wektorowych i rastrowych**

Podgrupa granulometryczna	Symbol	Udział w całkowitej powierzchni zlewni Liwca [%]		Udział w powierzchni zlewni Liwca po profil w Łochowie [%]	
		wektor	raster	wektor	raster
żwir piaszczysty	zp	0,04	0,04	0,05	0,04
piasek luźny	pl	20,76	20,69	19,67	19,57
piasek słabogliniasty	ps	27,12	27,20	25,85	25,99
piasek słabogliniasty pylasty	psp	0,85	0,86	0,90	0,92
piasek gliniasty lekki	pgl	23,41	23,52	23,99	23,96
piasek gliniasty lekki pylasty	pglp	4,58	4,58	4,88	4,93
piasek gliniasty mocny	pgm	9,10	9,08	9,32	9,24
piasek gliniasty mocny pylasty	pgmp	1,72	1,69	1,88	1,88
pył zwykły	plz	4,32	4,31	4,69	4,73
pył ilasty	pli	0,05	0,06	0,06	0,06
glina lekka	gl	2,91	2,89	3,13	3,12
glina lekka pylasta	glp	0,48	0,49	0,49	0,50
glina średnia	gs	0,50	0,49	0,56	0,54
torf	t	3,60	3,57	3,96	3,95
brak danych	-	0,56	0,53	0,57	0,57

(2002). Jak wynika z tych badań, wielkość retencji wodnej przy $pF = 2,2$ waha się w granicach od 3,9% wilgotności objętościowej w podglebiu gleb brunatnych i pseudobielicowych wytworzonych ze żwirów do 45,5% w warstwie podornej gleb brunatnych i pseudobielicowych wytworzonych z ilów. Badania te obrazują możliwy zakres wielkości retencji przy $pF = 2,2$ mineralnych utworów glebowych w Polsce. Jednak nie przedstawiają bezpośrednio związków pomiędzy uziarnieniem a wartością polowej pojemności wodnej.

Badania dotyczące zależności między składem granulometrycznym a wartością wody przy wybranych wartościach pF mają najczęściej charakter fragmentaryczny i nie ujmują w sposób kompleksowy różnic między poszczególnymi gatunkami gleb. Ponadto ich wyniki są trudne do porównania ze względu na stosowanie różnych metod i klasyfikacji. Krzywe retencji wodnej dla wybranych gatunków gleb na podstawie własnych badań przedstawił Zawadzki (za Dobrzański, Zawadzki 1995). Natomiast Sławiński (2003) analizował skład granulometryczny oraz polową pojemność wodną przy $pF = 2,2$ w badaniach wpływu fizycznych parametrów gleby na wartość współczynnika przewodnictwa wodnego. Przeprowadził analizy 145 próbek glebowych. Zestawienie wartości polowej pojemności wodnej dla gatunków gleb wg różnych autorów na potrzeby modelowania hydrologicznego opracowała Gutry-Korycka (1996). W tabl. 3.6 przedstawiono wartości polowej pojemności wodnej dla poszczególnych podgrup granulometrycznych, występujących w zlewni Liwca, które zostały określone wg różnych autorów.

Dysponując własnymi oznaczeniami laboratoryjnymi uziarnienia gleb oraz pomiarami wilgotności objętościowej gleby, podjęto próbę określenia różnic w uwilgotnieniu utworów, reprezentujących różne podgrupy granulometryczne. Skupiono się na różnicach pomiędzy uwilgotnieniem piasku luźnego, piasku słabogliniastego oraz piasku gliniastego lekkiego, ponieważ ich udział w powierzchni zlewni po profil w Łochowie jest największy. Razem utwory te zajmują ok. 70% powierzchni. W analizie uwzględniono jedynie profile Sinołęka, Świniary i Grochów. Reprezentują one zbliżone położenie topograficzne, pokrycie roślinnością, a ponadto nie obserwowano w tych profilach wahań zwierciadła wody podziemnej, które może bezpośrednio wpływać na wilgotność profilu. Zakładając zbliżone warunki topograficzne tych trzech profili przyjęto, że głównym czynnikiem decydującym o różnicach w ich uwilgotnieniu jest uziarnienie.

Do porównania uwilgotnienia piasku luźnego i słabogliniastego oraz piasku luźnego i gliniastego lekkiego wybrano odpowiednio warstwę 20-40 cm w profilach Sinołęka i Grochów oraz warstwę 40-60 cm w profilach Sinołęka i Świniary. Obie te warstwy w profilu Sinołęka tworzy piasek luźny. Profil Grochów w warstwie 20-40 cm zbudowany jest z piasku słabogliniastego. Z kolei profil Świniary w warstwie

Tablica 3.6

Wartości polowej pojemności wodnej wg różnych autorów

Podgrupa granulometryczna	Połowa pojemność wodna [%]		
	wg Zawadzkiego (Dobrzański, Zawadzki 1995) pF = 2,5	wg Sławińskiego (2003) pF = 2,2	wg różnych autorów (Gutry-Korycka 1996) pF = 2,5
żwir piaszczysty	-	-	11
piasek luźny	4	5-15	12
piasek słabogliniasty	12	8-22	14
piasek słabogliniasty pylasty	-	-	-
piasek gliniasty lekki	20	12-26	24
piasek gliniasty lekki pylasty	-	-	-
piasek gliniasty mocny	21	17-25	28
piasek gliniasty mocny pylasty	-	-	-
pył zwykły	32	16-39	28
pył łąstý	27	29-39	-
glina lekka	25	20-33	32
glina lekka pylasta	-	21-43	38
glina średnia	27	22-56	27
torf	-	-	40

40-60 cm zbudowany jest z piasku gliniastego lekkiego. Wilgotność objętościową dla warstw 20-40 cm oraz 40-60 cm obliczono zgodnie z równaniami:

$$\theta_{20-40\text{ cm}} = 0,25\theta_{20} + 0,5\theta_{30} + 0,25\theta_{40} \quad (3.26)$$

$$\theta_{40-60\text{ cm}} = 0,25\theta_{40} + 0,5\theta_{50} + 0,25\theta_{60} \quad (3.27)$$

gdzie: $\theta_{20-40\text{ cm}}$, $\theta_{40-60\text{ cm}}$ – średnia wilgotność objętościowa w warstwach profilu podanych w indeksach dolnych [%], θ_{20} , θ_{30} , θ_{40} , θ_{50} , θ_{60} – wilgotność objętościowa na głębokościach podanych w indeksach dolnych w cm [%].

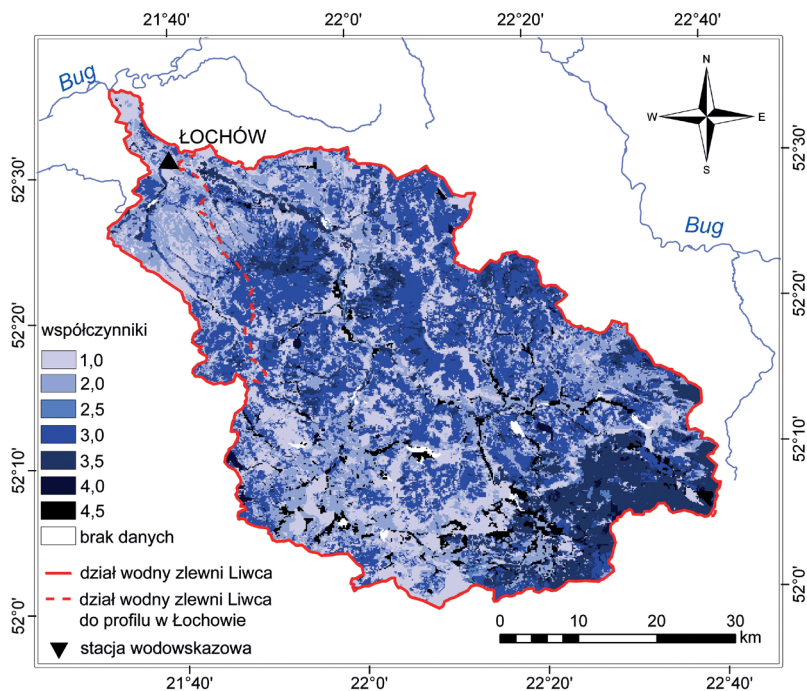
Tablica 3.7 przedstawia wartości minimalne, maksymalne i średnie określone dla opisanych warstw profili ze wszystkich terminów pomiarowych oraz relacje wilgotności pomiędzy utworami budującymi te warstwy. Z analizy wynika, że piasek słabogliniasty był w okresie badań terenowych średnio ok. 1,6 raza wilgotniejszy niż piasek luźny, a wartość maksymalnego uwilgotnienia była 2 razy większa. Należy jednak zauważyć, że piasek słabogliniasty w profilu Grochów charakteryzuje się niską zawartością części spławialnych (6%), a jego właściwości retencyjne są bardziej zbliżone do właściwości piasku luźnego niż piasku gliniastego lekkiego. Zatem

obliczone proporcje mogą być nieznacznie zaniżone. Z kolei piasek gliniasty lekki jest średnio ok. 3 razy wilgotniejszy niż piasek luźny, przy założeniu braku wpływu innych czynników. Przeprowadzona analiza ma charakter jedynie szacunkowy.

Na podstawie danych literaturowych i analizy własnych badań terenowych dla każdej podgrupy granulometrycznej, występującej w zlewni Liwca, określono względne współczynniki uwilgotnienia (*WWU*), przedstawione w tabl. 3.8. Wartość współczynnika *WWU* dla piasku luźnego przyjęto jako 1, a następnie odniesiono do niego wartości współczynników dla pozostałych utworów. Współczynniki *WWU* ustalono w zakresie od 1 do 4,5, z wielkością przedziału równą 0,5.

Na podstawie mapy podgrup granulometrycznych w warstwie 0-50 cm wykonano mapę współczynników *WWU* przez zastosowanie procedury *Reclassify* (*Spatial Analyst Tools* → *Reclass*). Polegała ona na przyporządkowaniu poszczególnym komórkom rastra nowych wartości zgodnie z tabl. 3.8. Wartości komórek rastra z zakresu od 1 do 14 zamieniono na wartości współczynników. Rysunek 3.18 przedstawia mapę współczynników *WWU*.

Ostatnim krokiem było pomnożenie wartości komórek rastra mapy klasycznego wskaźnika *TWI* przez komórki rastra mapy współczynników *WWU* za pomocą narzędzia *Raster Calculator* (*Spatial Analyst Tools* → *Map Algebra*). W ten sposób po-



Rys. 3.18. Współczynniki *WWU* zastosowane przy opracowywaniu mapy *TWI_{mod1}*

wstała mapa wskaźnika TWI_{mod1} , który uwzględniając wpływ topografii oraz zdolności retencyjne utworów, ukazuje potencjalne uwilgotnienie gleby w warstwie 0-50 cm.

Tablica 3.7

Minimalna, maksymalna i średnia wilgotność objętościowa w wybranych warstwach profili Sinołęka, Świniary i Grochów oraz relacje wilgotności pomiędzy profilami

(a)

Profil	Sinołęka	Grochów	Relacja wilgotności ps do pl
Warstwa [cm]	20-40	20-40	
Grupa granulometryczna	piasek luźny (pl)	piasek słabogliniasty (ps)	
Wilgotność objętościowa [%]:			
- minimalna	4,6	9,0	2,0
- maksymalna	10,6	15,1	1,4
- średnia	7,6	12,1	1,6

(b)

Profil	Sinołęka	Świniary	Relacja wilgotności pgl do pl
Warstwa [cm]	40-60	40-60	
Grupa granulometryczna	piasek luźny (pl)	piasek gliniasty lekki (pgl)	
Wilgotność objętościowa [%]:			
- minimalna	4,2	11,0	2,6
- maksymalna	8,8	25,9	2,9
- średnia	6,7	20,2	3,0

Tablica 3.8

Wartości względnych współczynników uwilgotnienia (WWU) przyporządkowane podgrupom granulometrycznym

Podgrupa granulometryczna	Wartość komórki rastra mapy podgrup granulometrycznych	Współczynnik WWU
żwir piaszczysty	1	1
piasek luźny	2	1
piasek słabogliniasty	3	2
piasek słabogliniasty pylasty	4	2,5
piasek gliniasty lekki	5	3
piasek gliniasty lekki pylasty	6	3,5
piasek gliniasty mocny	7	3
piasek gliniasty mocny pylasty	8	3,5
pył zwykły	9	3,5
pył ilasty	10	3,5
glina lekka	11	3,5
glina lekka pylasta	12	4
glina średnia	13	4
torf	14	4,5

Topograficzny wskaźnik wilgotności uwzględniający wpływ roślinności TWI_{mod2}

Druga modyfikacja wskaźnika TWI polegała na uwzględnieniu zarówno wpływu topografii, jak i zróżnicowania przestrzennego roślinności. W tym celu zastosowano metodę zaproponowaną przez Temimi'ego i in. (2010), wg której klasyczny wskaźnik TWI został przekształcony do następującej postaci:

$$TWI = V \cdot \ln(As) + (1 - V) \cdot \ln\left(\frac{1}{\tan\beta}\right) \quad (3.28)$$

gdzie: As – powierzchnia obszaru zasilającego daną komórkę podzielona przez bok komórki [$m^2 \cdot m^{-1}$], β – kąt nachylenia stoku [rad].

Symbol V odpowiada stopniowi pokrycia roślinnością i jest szacowany na podstawie równania zaproponowanego przez Eaglesona (1982):

$$V = 1 - \exp(-\mu \cdot LAI) \quad (3.29)$$

gdzie: μ – parametr opisujący gęstość roślinności [-], LAI – współczynnik powierzchni liścia [$m^2 \cdot m^{-2}$].

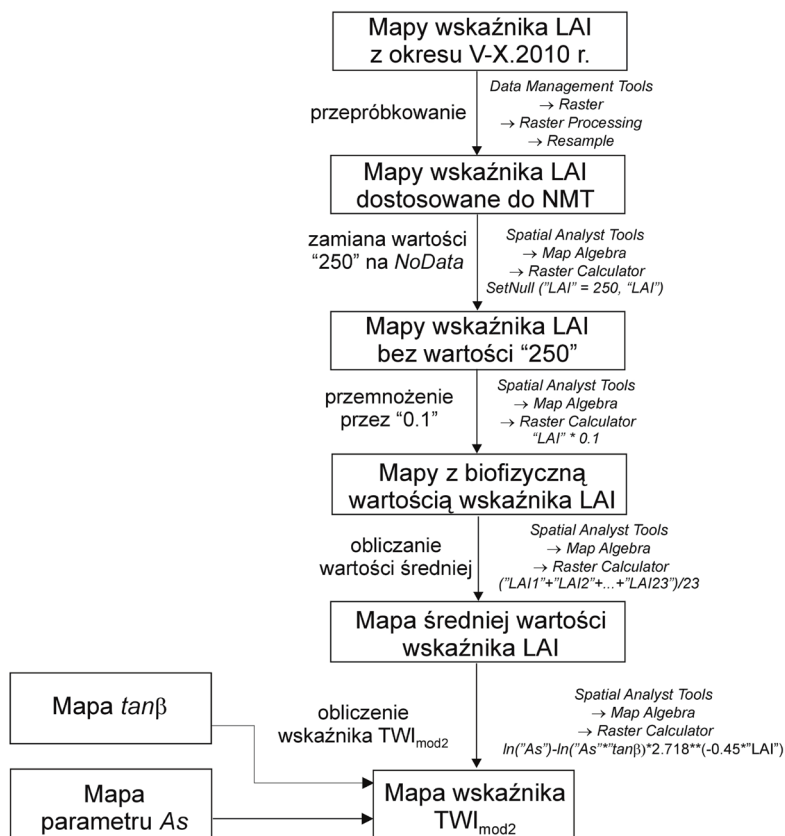
Ostatecznie zmodyfikowany wskaźnik wilgotności, oznaczony indeksem „mod 2”, obliczono za pomocą równania:

$$TWI_{mod2} = \ln(As) - \ln(As \cdot \tan\beta) \cdot e^{-\mu \cdot LAI} \quad (3.30)$$

Wartość parametru μ przyjęto w uproszczeniu jako stałą dla całego badanego obszaru. Charakteryzuje on średnią gęstość roślinności i waha się w zakresie od 0,35 dla roślinności trawiastej i 0,40 dla upraw do ok. 0,50-0,77 dla lasów (Eagleson 1982). Mapę wskaźnika TWI_{mod2} opracowano zgodnie z równaniem 3.30 w kolejnych etapach, przedstawionych na rys. 3.19.

Przestrzenne zróżnicowanie roślinności w równaniu 3.30 zostało uwzględnione w postaci wskaźnika LAI , który nazywany jest współczynnikiem powierzchni liścia bądź powierzchnią projekcyjną liścia. Wskaźnik LAI określa sumę powierzchni liści przypadającą na powierzchnię terenu. Przyjmuje on wartości od ok. 2-4 dla upraw zbożowych do ok. 6-8 dla lasów. Przy obliczaniu wskaźnika TWI_{mod2} zastosowano mapy wskaźnika LAI pozyskane z projektu MODIS. Wykorzystano produkt o nazwie MOD15A2 w rozdzielczości przestrzennej 1 km.

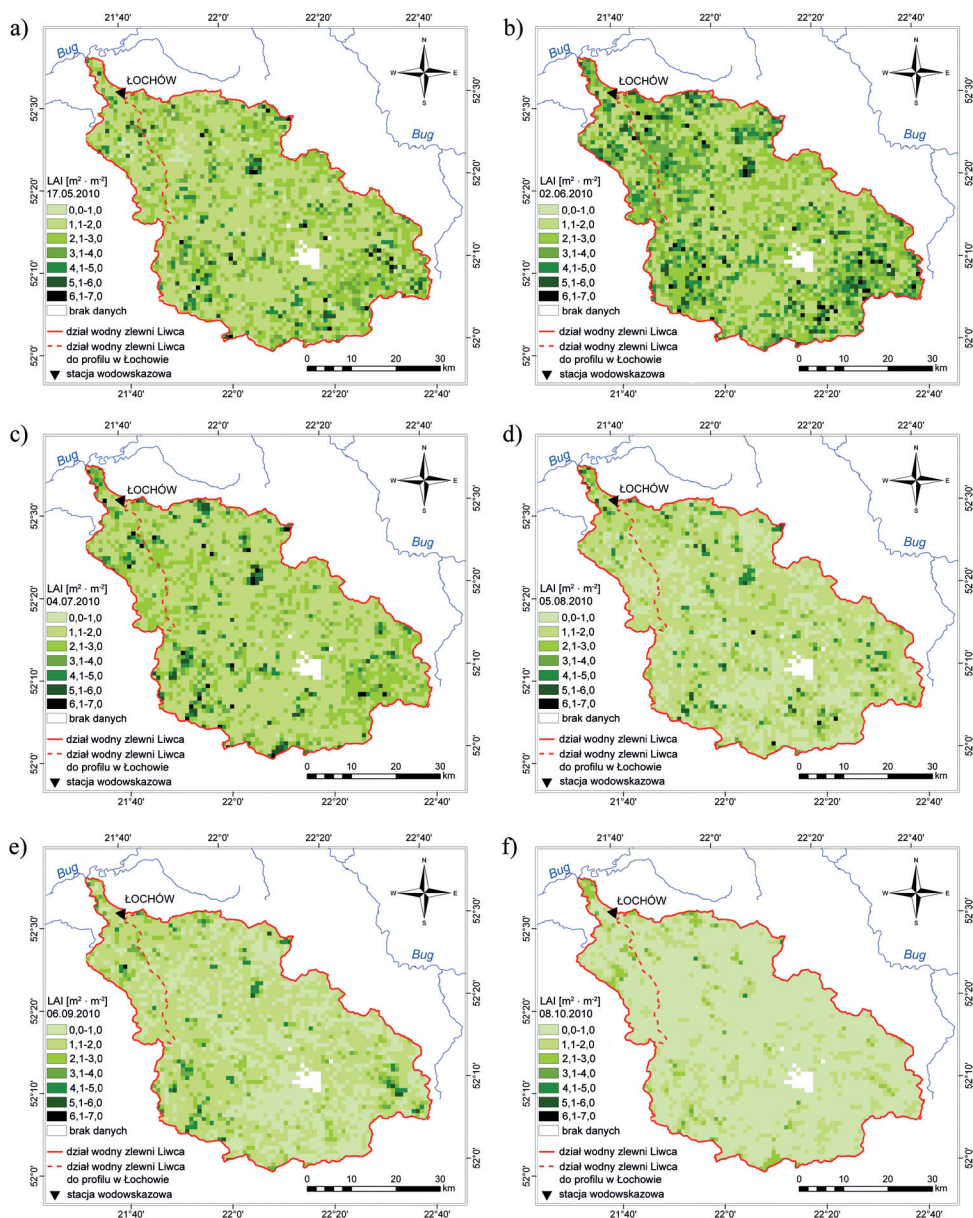
Mapy LAI zostały przetworzone w programie ArcGIS 10.0. Na początku wykonano ich przepróbkowanie w celu dostosowania wielkości komórek rastra mapy LAI do wielkości komórek rastra NMT. W tym celu wykorzystano procedurę *Re-sample* (*Data Management Tools* → *Raster* → *Raster Processing*). Następnie komórki rastra o wartości 250, oznaczające obszary zurbanizowane, zostały zastąpione wartościami *NoData* i pominięte w dalszej analizie. Grupa takich komórek znajduje



Rys. 3.19. Schemat opracowania mapy TWI_{mod2} w programie ArcGIS 10.0

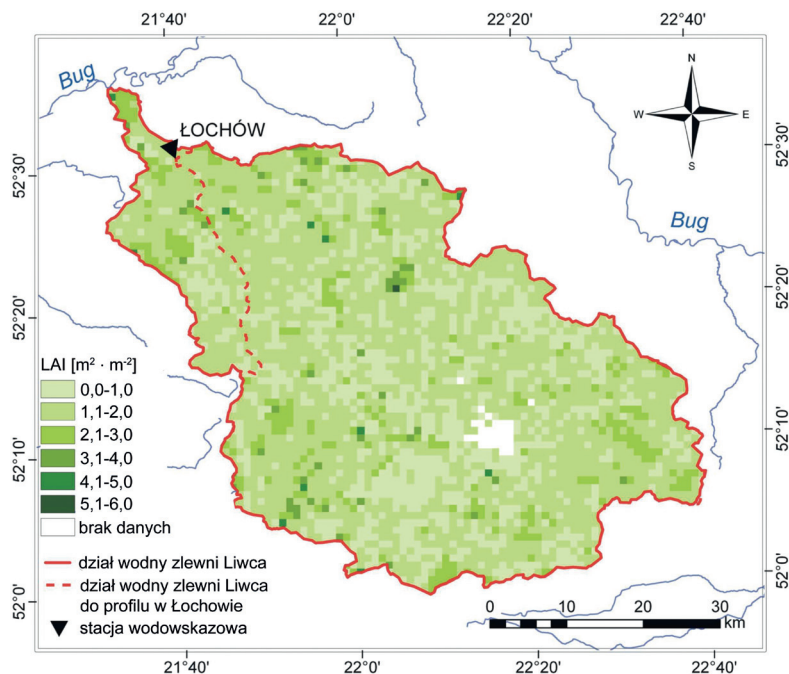
się w południowo-wschodniej części zlewni, gdzie zlokalizowane jest miasto Siedlce. Dokonano tego za pomocą wyrażenia *SetNull* („LAI” == 250, „LAI”) w *Raster Calculator* (*Spatial Analyst Tools* → *Map Algebra*). Biofizyczną wartość wskaźnika LAI w komórkach rastra uzyskano, zgodnie z instrukcją dla użytkowników danych, mnożąc pierwotne wartości pikseli przez współczynnik skali 0,1 (Myneni i in. 2003). W ten sam sposób przetworzono 23 mapy wskaźnika LAI, pochodzące z okresu od maja do października 2010 r.

Rysunek 3.20 przedstawia rozkład przestrzenny wskaźnika LAI w przykładowych sześciu terminach, po jednym z każdego miesiąca. Najmniejsze wartości wskaźnika LAI w zakresie od 0,3 do 4,7, przy średniej 0,89, zaobserwowano w październiku. We wszystkich pozostałych terminach największa wartość przekraczała 6,0. Największe wartości (z zakresu od 0,8 do 6,8, przy średniej 2,63) wskaźnik osiągnął w czerwcu, kiedy rośliny znajdują się w pełnej fazie rozwoju.



Rys. 3.20. Wskaźnik LAI w zlewni Liwca w sześciu przykładowych terminach w okresie od maja do października 2010 r.: (a) 17.05.2010, (b) 02.06.2010, (c) 04.07.2010, (d) 05.08.2010, (e) 06.09.2010, (f) 08.10.2010

Następnie obliczono średnią wartość wskaźnika LAI dla okresu od maja do października na podstawie 23 map za pomocą narzędzia *Raster Calculator* (*Spatial*



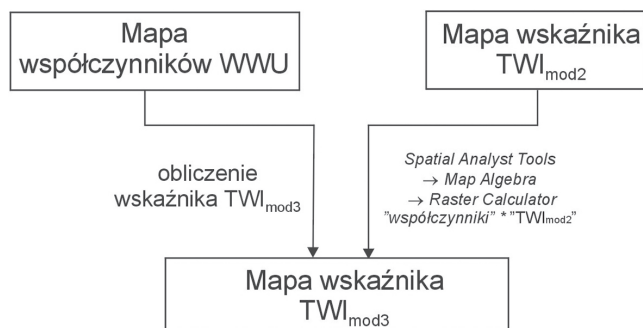
Rys. 3.21. Średnia wartość wskaźnika LAI w zlewni Liwca dla okresu od maja do października 2010 r.

Analyst Tools → *Map Algebra*). W ten sposób powstała mapa obrazująca średnią wartość LAI w zlewni w okresie od maja do października, która była wykorzystywana w dalszych obliczeniach. Mapę tę przedstawia rys. 3.21. Wartość wskaźnika LAI w zlewni Liwca waha się od 0,6 do 5,3, przy średniej wartości 1,4.

Na podstawie równania 3.30 obliczono wartości wskaźnika TWI_{mod2} (*Spatial Analyst Tools* → *Map Algebra Raster* → *Raster Calculator*), zgodnie z wyrażeniem: $\ln("As") - \ln("As" * \tan\beta) * 2.718^{(-0.45 * LAI)}$. Wartość parametru μ przyjęto jako równą 0,45. Mapa TWI_{mod2} , podobnie jak w przypadku mapy klasycznego wskaźnika, została zagregowana do rozdzielczości 150×150 m.

Topograficzny wskaźnik wilgotności uwzględniający wpływ uziarnienia i roślinności TWI_{mod3}

Trzecia modyfikacja wskaźnika TWI polegała na połączeniu dwóch poprzednich modyfikacji. Mapę współczynników WWU, obrazujących różnice w retencji gleb, która stanowiła podstawę przy opracowaniu mapy wskaźnika TWI_{mod1} , zintegrowano z mapą wskaźnika TWI_{mod2} , uwzględniającą zróżnicowanie roślinności. Dokonano tego za pomocą narzędzia *Raster Calculator* (*Spatial Analyst Tools* → *Map Algebra*). Opracowany wskaźnik oznaczono indeksem „mod3”. Schemat powstawania mapy TWI_{mod3} przedstawia rys. 3.22.



Rys. 3.22. Schemat opracowania mapy TWI_{mod3} w programie ArcGIS 10.0

Wskaźnik TWI_{mod3} obrazuje zróżnicowanie przestrzenne możliwości gromadzenia wody w strefie aeracji do głębokości 50 cm, uwzględniając wpływ trzech czynników: topografii, uziarnienia oraz roślinności. Wskazuje on na potencjalne zróżnicowanie uwilgotnienia gleby w analizowanej zlewni.

Ocena zasobów wodnych strefy aeracji w zlewni

Oceny zasobów wodnych strefy aeracji w zlewni dokonano na podstawie opracowanych statycznych wskaźników TWI oraz danych empirycznych, ukazujących dynamikę czasową uwilgotnienia gleby. Wartości czterech wskaźników TWI w komórkach rastra, w obrębie których zlokalizowane są profile pomiarowe, porównano z rzeczywistymi wartościami średniego uwilgotnienia gleby w profilach w warstwie 0-50 cm. Następnie wybrano jeden wskaźnik, który najlepiej obrazuje zróżnicowanie uwilgotnienia profili. Oceny zasobów wodnych w zlewni na podstawie wybranego wskaźnika TWI oraz na podstawie wyników badań terenowych dokonano dwoma metodami.

W pierwszej metodzie poddano grupowaniu wartości wskaźnika TWI . Podstawę stanowiły wyniki badań terenowych. Każdemu profilowi glebowemu, od najmniej do najbardziej wilgotnego, przyporządkowano wartości wskaźnika TWI . Granice przedziałów ustalono w połowie wartości między wartościami wskaźnika w komórkach rastra reprezentujących kolejne dwa profile glebowe. W ten sposób powstało sześć klas wskaźnika TWI . Analizując zróżnicowanie przestrzenne wskaźnika TWI , określono, które obszary zlewni charakteryzują się zbliżonymi do danego profilu warunkami wilgotnościowymi. Obliczono powierzchnię obszarów w każdej klasie i określono jej udział w zlewni. Następnie średnie uwilgotnienia gleby w zlewni obliczono na podstawie wilgotności objętościowej pomierzonej w profilach jako średnią ważoną. Wagi określają procent powierzchni zlewni, dla której dany profil uznano za reprezentatywny. Średnie uwilgotnienie w zlewni przeliczono na zapas wody.

Druga metoda polegała na liniowym przeskalowaniu wartości wybranego wskaźnika TWI do przedziału wartości wilgotności objętościowej określonej w sześciu profilach. Przeskalowania dokonano, przyrównując wartości względne wilgotności objętościowej gleby oraz wskaźnika TWI . Wartości względne obliczono za pomocą minimalnych i maksymalnych wartości obu parametrów, określonych dla sześciu lokalizacji, zgodnie z równaniami:

$$\theta_w = \left(\frac{\theta_i - \theta_{min}}{\theta_{max} - \theta_{min}} \right) \quad (3.31)$$

$$TWI_w = \left(\frac{TWI_i - TWI_{min}}{TWI_{max} - TWI_{min}} \right) \quad (3.32)$$

gdzie: θ_w – względna wilgotność objętościowa gleby [-], θ_i – wilgotność objętościowa gleby w punkcie i [%], θ_{max} – wilgotność objętościowa profilu najwilgotniejszego [%], θ_{min} – wilgotność objętościowa profilu najsuchszego [%], TWI_w – względna wartość wskaźnika [-], TWI_i – wartość wskaźnika w punkcie i [-], TWI_{min} – minimalna wartość wskaźnika spośród wartości w komórkach rastra odpowiadających lokalizacji profili glebowych [-], TWI_{max} – maksymalna wartość wskaźnika spośród wartości w komórkach rastra odpowiadających lokalizacji profili glebowych [-].

Stosowane równania są zbliżone do równań określających wilgotność efektywną gleby oraz wilgotność względną efektywną (Somorowska 2006). Różnią się sposobem wyrażania zakresów zmian wilgotności.

Zakładając, że wartości względne, opisane równaniami 3.31 i 3.32 w danej komórce rastra odpowiadają sobie, wartość wilgotności objętościowej dla tej komórki obliczono zgodnie z równaniem:

$$\theta_i = \left(\frac{TWI_i - TWI_{min}}{TWI_{max} - TWI_{min}} \right) \cdot (\theta_{max} - \theta_{min}) + \theta_{min} \quad (3.33)$$

Takie przeskalowanie umożliwia również określenie wartości wilgotności poza analizowanym zakresem wartości ustalonym przez maksymalną i minimalną wilgotność pomierzoną w punktach. Wartości TWI_{min} i TWI_{max} stanowią stałe dla danej mapy wskaźnika, natomiast θ_{min} i θ_{max} zmieniają się w zależności od terminu pomiarowego. Mapę wskaźnika TWI przeskalowano za pomocą równania 3.33 procedurą *Raster Calculator (Spatial Analyst Tools → Map Algebra)*. Następnie wilgotność objętościową w każdej komórce rastra przeliczono na zapas wody. Średni zapas wody w zlewni obliczono jako średnią wartość komórki rastra.

Dokonano obliczeń średniego zapasu wody w strefie aeracji w warstwie 0-50 cm dwoma metodami dla poszczególnych terminów pomiarowych. Wyniki porównano

z wartościami obliczonymi za pomocą modelu HBV oraz z danymi z bazy GLDAS. Opracowano mapy zasobów wodnych strefy aeracji w miesiącach wiosennych, letnich i jesiennych w okresie badań terenowych metodą skalowania. Odwrotną procedurę, oceny zapasów wody w punktach za pomocą wartości średniej dla zlewni, zastosowano w rozdz. 6 w celu zobrazowania zróżnicowania przestrzennego zapasu wody na podstawie wyników modelowania.

3.3.4. Modelowanie stanu zasobów wodnych strefy aeracji z zastosowaniem modelu HBV

Do rekonstrukcji szeregów czasowych zasobów wodnych strefy aeracji, w celu oceny ich zmienności sezonowej i wieloletniej, zastosowano szwedzki model HBV (szw. *Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning*). Został on opracowany w latach siedemdziesiątych XX w. w Instytucie Meteorologicznym i Hydrologicznym SMHI (szw. *Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut*) w Norrköping (Bergström, Forsman 1973; Bergström 1976). Początkowo był stosowany w prognozowaniu odpływu rzek skandynawskich. Od lat osiemdziesiątych XX w. został wykorzystany w ponad 40 krajach świata. Znalazł zastosowanie m.in. w prognozowaniu hydrologicznym, w badaniach zasobów wodnych, w ocenie wpływu użytkowania ziemi na stopień zagrożenia powodziowego, w ocenie wpływu zmian klimatu na zmienne hydrologiczne, w kontroli jakości danych hydrologicznych oraz w wydłużaniu ciągów pomiarowych (Haggström i in. 1990; Bergström i in. 2001; Lindström i in. 2002; Primožič i in. 2008; Sorman i in. 2009). Zakres jego zastosowań stale się zwiększa, podobnie jak liczba nowych wersji modelu. W hydrologii operacyjnej wdrażany był z powodzeniem w służbach hydrologicznych Szwecji i Polski (Kadłubowski i in. 1996; Żelaziński i in. 1998).

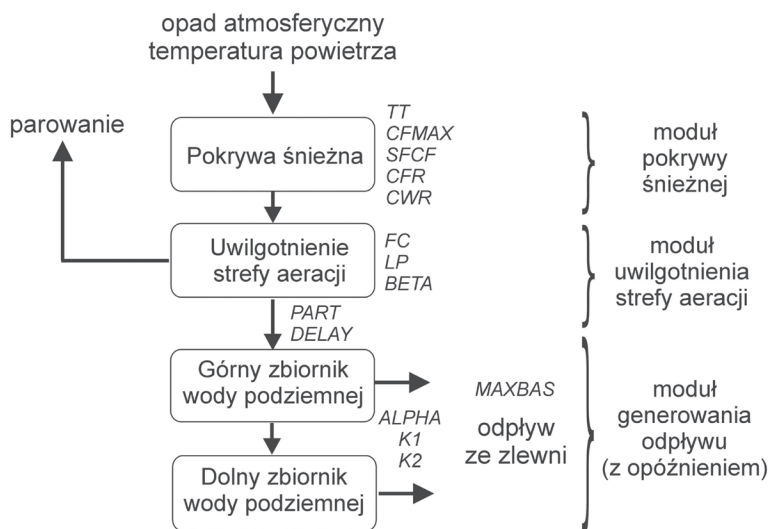
W pracy zastosowano model HBV w postaci programu komputerowego HBV-light. Program ten został opracowany w 1995 r. na Uniwersytecie w Uppsali przez Seiberta (1996, 1997, 1999). Następnie był ulepszany przez autora m.in. na Uniwersytecie Stanowym w Oregonie (ang. *Oregon State University*) oraz na Uniwersytecie w Sztokholmie. Ostatnia wersja programu, HBV-light 4.0.0.1, została opracowana na Uniwersytecie w Zurychu (Seibert, Vis 2012). Motywacją do opracowania HBV-light było stworzenie wersji modelu bardziej przyjaznej dla użytkownika, która mogłaby być szeroko wykorzystywana zarówno w badaniach naukowych, jak i w edukacji. Algorytm modelu HBV-light jest zgodny z zastosowanym w wersji SMHI HBV-6 przez Bergströma (1992). HBV-light w badaniach naukowych został wykorzystany m.in. przez Pekárova i in. (2005) do oceny wpływu ekstremalnych zdarzeń opadowych na formowanie się odpływu ze zlewni, a także przez Steele-

-Dunne i in. (2008) oraz Driessena i in. (2010) do oceny wpływu prognozowanych zmian klimatu na odpływ rzeczny. Seibert i Beven (2009) zastosowali model HBV-light w analizach dotyczących szacowania odpływu w zlewniach niekontrolowanych.

Model HBV jest modelem konceptualnym relacji opad-odpływ. Składowe procesy obiegu wody opisywane są za pomocą uproszczonych równań matematycznych i zależności empirycznych. Parametry modelu identyfikowane są za pomocą metody optymalizacji. Jest to model deterministyczny o parametrach częściowo rozłożonych. Zlewnie duże i heterogeniczne pod względem topografii i pokrycia terenu mogą zostać podzielone na obszary cząstkowe.

W strukturze modelu HBV uwzględniono podział zlewni na trzy podsystemy, które stanowią fikcyjne zbiorniki: strefy aeracji, górny zbiornik wody podziemnej oraz dolny zbiornik wody podziemnej. Wejście do zbiornika strefy aeracji może stanowić opad deszczu lub woda z topniejącego śniegu. Część wody z tego zbiornika odparowuje do atmosfery, pozostała część po przekroczeniu pewnej granicznej wartości pojemności zasila górny i dolny zbiornik wody podziemnej. Na podstawie zasobności zbiorników wody podziemnej obliczany jest odpływ. Opisane procesy ujęte są w trzy podstawowe moduły obliczeniowe modelu: moduł pokrywy śnieżnej, moduł uwilgotnienia strefy aeracji oraz moduł generowania odpływu ze zlewni.

W programie HBV-light istnieje możliwość wyboru jednego z ośmiu typów modułu generowania odpływu ze zlewni. Różnią się one między innymi liczbą uwzględnianych zbiorników wody podziemnej. Wody podziemne mogą być reprezentowane przez jeden, dwa lub trzy zbiorniki. Powyżej opisano typ standardowy (ang. *Standard Response Routine*), w którym strefa saturacji podzielona jest na dwa zbiorniki: górny i dolny. W niniejszej pracy zastosowano moduł generowania odpływu z opóźnieniem (ang. *Response Routine With Delay*). Jest on zbliżony do typu standardowego, uwzględnia bowiem również dwa zbiorniki wody podziemnej. Różni się parametrami, które sterują dystrybucją wody ze zbiornika strefy aeracji do zbiorników strefy saturacji. Zastosowane opóźnienie, w sytuacji występowania długiego okresu bez zasilania, uniemożliwia całkowite wyczerpanie zbiorników wody podziemnej. Tym samym zapobiega to spadkowi symulowanego przepływu do wartości $0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Skutkuje to lepszym dopasowaniem przepływu obserwowanego i symulowanego w okresach niżówek. Rysunek 3.23 przedstawia schemat systemu zlewni w modelu HBV-light podzielony na moduły obliczeniowe wraz z przypisanymi im parametrami. Model z modulem generowania odpływu ze zlewni z opóźnieniem uwzględnia łącznie czternaście parametrów. Zostały one opisane poniżej oraz zestawione w tabl. 3.12 w dalszej części rozdziału.



Rys. 3.23. Schemat systemu zlewni wg modelu HBV-light

Oznaczenia symboli: TT , $CFMAX$, $SFCF$, CFR , CWR – parametry modułu pokrywy śnieżnej;
 FC , LP , $BETA$ – parametry modułu uwilgotnienia strefy aeracji;
 $PART$, $DELAY$, $ALPHA$, $K1$, $K2$, $MAXBAS$ – parametry modułu generowania odpływu z opóźnieniem

Moduł pokrywy śnieżnej uwzględnia procesy akumulacji i topnienia śniegu. Opad atmosferyczny podlega podziałowi na opad w formie ciekłej i stałej w zależności od temperatury powietrza. Progowa wartość temperatury powietrza TT [°C], poniżej której opad występuje w postaci śniegu, jest ustalany przez użytkownika parametrem modelu. Wartość tego parametru jest zwykle bliska 0°C. Opad w formie stałej pomnożony przez współczynnik korekcyjny wysokości opadu śniegu $SFCF$ [-] jest akumulowany w postaci pokrywy śnieżnej do momentu, gdy temperatura powietrza wzrośnie powyżej przyjętego progu. Topnienie śniegu jest obliczane metodą wskaźnikową stopień-dzień. Ilość wody pochodzącej z topnienia uzależniona jest od wzrostu temperatury powietrza oraz współczynnika $CFMAX$ [mm·°C⁻¹·doba⁻¹] zgodnie ze wzorem:

$$H_{melt} = CFMAX \cdot (T - TT) \quad (3.34)$$

gdzie: H_{melt} – warstwa wody powstała w wyniku topnienia śniegu [mm·doba⁻¹],
 T – temperatura powietrza [°C], TT – progowa wartość temperatury powietrza [°C],
 $CFMAX$ – współczynnik, określający wielkość topnienia pod wpływem wzrostu temperatury powietrza o 1°C [mm·°C⁻¹·doba⁻¹].

Woda z topniejącego śniegu jest zatrzymywana w pokrywie śnieżnej, dopóki jej ilość nie przekroczy pewnej wartości granicznej w stosunku do ilości śniegu, okre-

ślonej parametrem CWH [-]. Gdy temperatura powietrza ponownie spadnie poniżej wartości progowej, ilość zamarzającej wody oceniana jest zgodnie z równaniem:

$$H_{refreezing} = CFR \cdot CFMAX \cdot (T - TT) \quad (3.35)$$

gdzie: $H_{refreezing}$ – ilość zamarzniętej wody [$\text{mm} \cdot \text{doba}^{-1}$], CFR – współczynnik zamarzania [-].

Moduł uwilgotnienia strefy aeracji opisuje procesy pionowego przepływu wody między atmosferą, strefą aeracji oraz strefą saturacji. Jest najważniejszym elementem modelu, decydującym o odpływie ze zlewni (Kadłubowski i in. 1996). Zbiornik strefy aeracji wypełniany jest wodą opadową oraz wodą z topniejącego śniegu. Jego pojemność jest ograniczona i równa wartości parametru FC [mm]. Parametr ten utożsamiany jest z połową pojemnością wodną gleby. Im większe są zasoby wodne zbiornika strefy aeracji, tym więcej wody alimentuje górny zbiornik wody podziemnej (rys. 3.24).

Ilość wody zasilającej strefę saturacji obliczana jest na podstawie następującego równania:

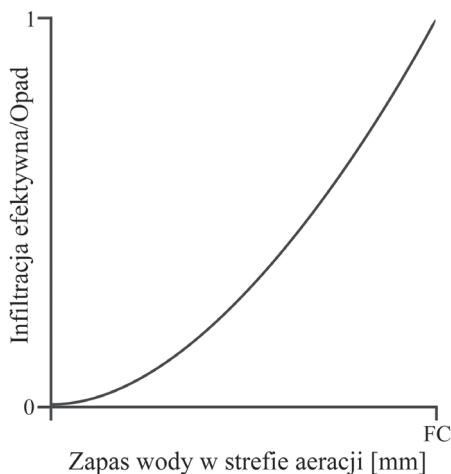
$$\frac{R}{P} = \left(\frac{SM}{FC} \right)^{BETA} \quad (3.36)$$

gdzie: P – opad atmosferyczny [mm], R – zasilanie strefy saturacji [mm], SM – zapas wody w strefie aeracji [mm], FC – maksymalny zapas wody w strefie aeracji [mm], $BETA$ – współczynnik empiryczny, sterujący zasilaniem strefy saturacji [-].

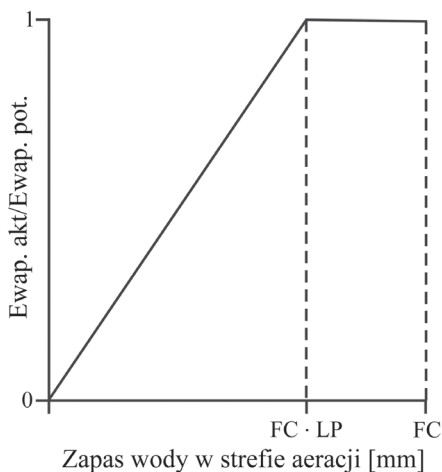
Zależy ona od relacji między aktualnym zapasem wody w strefie aeracji a jego największą możliwą wartością. Dodatkowo relację tę modyfikuje parametr $BETA$ [-]. Im jego wartość jest mniejsza, tym zasilanie wód podziemnych jest mniejsze. Z kolei przy wartości parametru równej zero, zlewnia pozbawiona jest zdolności zatrzymywania wody w strefie aeracji i cały opad zasila wody podziemne.

Opróżnianie zbiornika strefy aeracji odbywa się również wskutek parowania. Wejściem do modelu są wartości ewapotranspiracji potencjalnej. Ewapotranspiracja aktualna obliczana jest jako funkcja zapasu wody w zbiorniku strefy aeracji i ewapotranspiracji potencjalnej. Jej wartość rośnie wraz ze wzrostem zasobności zbiornika, aż do osiągnięcia wartości potencjalnej. Wartość zapasu wody w strefie aeracji, po przekroczeniu której ewapotranspiracja osiąga wartość potencjalną, jest parametrem LP [-]. Zależność tę przedstawia rys. 3.25.

Trzeci moduł obliczeniowy opisuje procesy związane z formowaniem się odpływu ze zlewni (rys. 3.26). Jak już wspomniano w pracy zastosowano typ modułu formowania się odpływu z opóźnieniem. Strefa saturacji reprezentowana jest w modelu przez dwa zbiorniki – górny (SUZ) i dolny (SLZ), które zasilane są wodą ze strefy aeracji. Część zasobów wodnych strefy aeracji, określona parametrem



Rys. 3.24. Zależność zasilania strefy saturacji od zapasu wody w strefie aeracji w modelu HBV wg Bergströma i Forsmana (1973)



Rys. 3.25. Zależność ewapotranspiracji od wartości wody w strefie aeracji w modelu HBV wg Bergströma i Forsmana (1973)

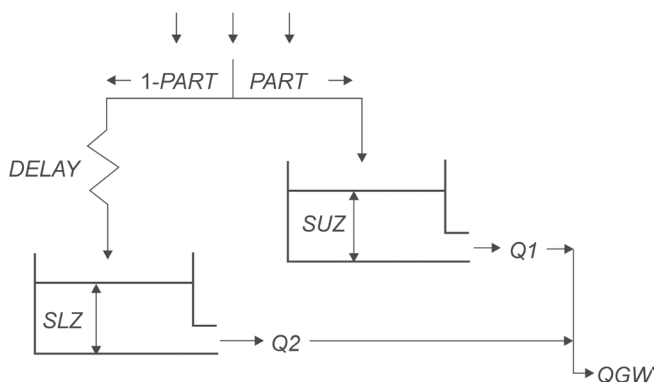
PART [-], zasila górny zbiornik wody podziemnej. Pozostała część dzielona jest na liczbę dni ustaloną parametrem *DELAY* [doba] i stopniowo dodawana do zasobów dolnego zbiornika wody podziemnej. Na podstawie zasobności dwóch zbiorników wody podziemnej oraz współczynników recesji *K1* i *K2* obliczany jest odpływ ze zlewni. Odpływ z górnego zbiornika *Q1* reprezentuje szybką składową odpływu i jest kontrolowany współczynnikiem *K1* [doba⁻¹]. Dodatkowo składowa może być modyfikowana współczynnikiem *ALPHA* [-], będącym parametrem modelu. Jego domyślna wartość wynosi zero. Odpływ z dolnego zbiornika *Q2* sterowany jest przez współczynnik recesji *K2* [doba⁻¹]. Sumę składowych odpływu można zapisać następująco:

$$Q_{GW} = K1 \cdot SUZ^{(1+ALPHA)} + K2 \cdot SLZ \quad (3.37)$$

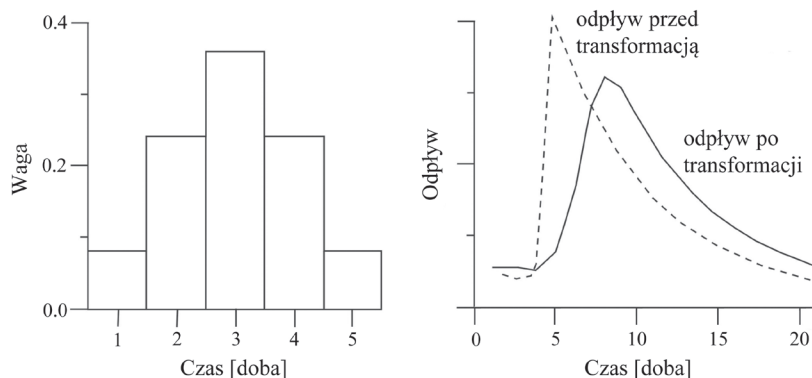
gdzie: Q_{GW} – odpływ z dwóch zbiorników wody podziemnej [mm·doba⁻¹], *SLZ* – zasoby wodne w dolnym zbiorniku wody podziemnej [mm], *SUZ* – zasoby wodne w górnym zbiorniku wody podziemnej [mm], *ALPHA* – współczynnik modyfikujący wielkość odpływu z górnego zbiornika wody podziemnej [-], *K1*, *K2* – współczynniki recesji [doba⁻¹].

Suma składowych odpływu jest następnie transformowana za pomocą funkcji wagowej, określonej parametrem *MAXBAS* [doba], dając hydrogram odpływu ze zlewni. Zadaniem funkcji wagowej jest rozłożenie wielkości odpływu w czasie zgodnie z wagami zależnymi od wartości parametru *MAXBAS* [doba]. W praktyce

większe wartości parametru skutkują tym, że kulminacja przepływu pojawia się później i ma mniejszą wartość. Wpływ transformacji na uzyskiwany kształt hydrogramu odpływu został przedstawiony na rys. 3.27.



Rys. 3.26. Schemat zbiorników wody podziemnej uwzględniony w module generowania odpływu z opóźnieniem wg HBV-light Program Help, zmieniony (Seibert 2005)



Rys. 3.27. Przykład transformacji dla parametru *MAXBAS* = 5 wg Seiberta (2005)

Danymi wejścia do modelu są dobowe wartości opadu atmosferycznego i temperatury powietrza oraz średnie dobowe bądź średnie miesięczne z wielolecia wartości ewapotranspiracji potencjalnej. W przypadku zastosowania średnich miesięcznych wartości ewapotranspiracji są one liniowo interpolowane do wartości dobowych. W procesie kalibracji i weryfikacji wymagane są dodatkowo dobowe wartości przepływu rzeki. Opcjonalnie można zastosować również średnie dobowe bądź średnie miesięczne z wielolecia wartości temperatury powietrza, które są wykorzystane w obliczeniach dobowych szeregów czasowych ewapotranspiracji potencjalnej wg równania:

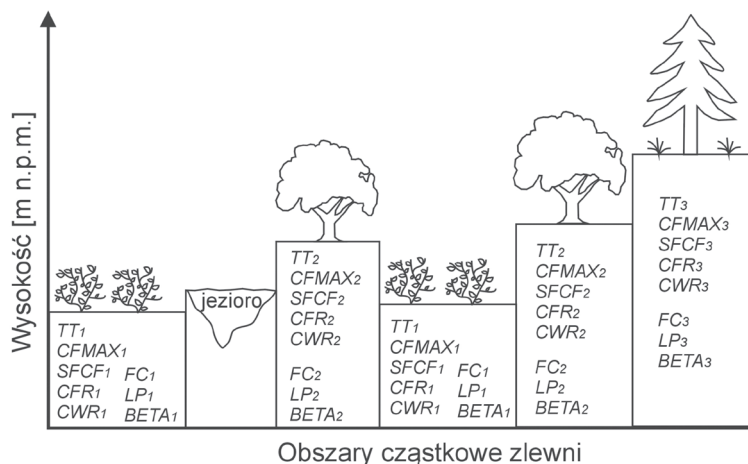
$$E_{pot} = (1 + CET(T - T_M))E_{potM} \quad (3.38)$$

przy założeniu:

$$0 \leq E_{pot} \leq 2E_{potM} \quad (3.39)$$

gdzie: E_{pot} – ewapotranspiracja potencjalna [mm], E_{potM} – średnia dobowa z wielolecia ewapotranspiracja potencjalna [mm], T – temperatura powietrza [°C], T_M – średnia dobowa z wielolecia temperatura powietrza [°C], CET – współczynnik korekcyjny [°C⁻¹].

Jak już wspomniano zlewnia może zostać podzielona na obszary cząstkowe, co przedstawiono na rys. 3.28. Maksymalnie można wydzielić 20 obszarów cząstkowych. Każdemu z nich przypisuje się średnią wysokość w metrach n.p.m. Istnieje również możliwość uwzględnienia położenia stacji meteorologicznych oraz wprowadzenia wartości wskaźników $PCALT$ [%·100 m⁻¹] i $TCALT$ [°C·100 m⁻¹], które określają zmiany wraz z wysokością, odpowiednio opadu i temperatury powietrza. Ponadto w modelu można przygotować maksymalnie trzy różne zestawy parametrów związanych z podsystemami pokrywy śnieżnej i uwilgotnienia strefy aeracji. Dzięki temu model pośrednio uwzględnia przestrzenne zróżnicowanie pokrycia terenu zlewni, od którego zależy przebieg procesów, m. in. akumulacji i topnienia śniegu, infiltracji oraz ewapotranspiracji. Każdemu z 20 obszarów cząstkowych, zróżnicowanych pod względem wysokości n.p.m., przypisuje się procentowy udział powierzchni, jaki można w jego obrębie scharakteryzować jednym z trzech



Rys. 3.28. Schemat podziału zlewni w modelu HBV-light na obszary cząstkowe na podstawie wysokości wraz z przyporządkowanymi im trzema zestawami parametrów modułu pokrywy śnieżnej (TT , $CFMAX$, $SFCF$, CFR , CWR) i uwilgotnienia strefy aeracji (FC , LP , $BETA$)

zestawów parametrów. Model uwzględnia również obecność zbiorników wodnych w zlewni przez określenie wysokości ich położenia i powierzchni, jaką zajmują.

W przypadku, gdy nie dokonuje się podziału zlewni, meteorologiczne dane wejściowe mogą charakteryzować przeciętne warunki w zlewni, wyrażone średnią ważoną z dostępnych stacji pomiarowo-obserwacyjnych. Podział zlewni na obszary cząstkowe umożliwia przyporządkowanie każdemu z nich innego szeregu czasowego danych wejściowych. Wyjście z modelu ma charakter skupiony i stanowi je hydrogram przepływu. Ponadto uzyskiwane są dane ekwiwalentu wodnego śniegu, ewapotranspiracji potencjalnej i aktualnej, zasobów wodnych strefy aeracji oraz strefy saturacji.

Model HBV wymaga kalibracji, która w oryginalnej wersji modelu wykonywana jest ręcznie metodą prób i błędów poprzez niewielkie korekty parametrów. Biorąc pod uwagę dużą liczbę parametrów modelu, poszukiwanie najlepszego zestawu wiąże się z wieloma próbami. Wersja HBV-light została wzbogacona o automatyczną procedurę optymalizacyjną Monte Carlo. Metoda Monte Carlo jest szeroko stosowana w różnych działach matematyki, a jej istotą jest przypadkowy wybór poszukiwanej wartości. W modelu HBV-light kalibracja metodą Monte Carlo polega na losowym wielokrotnym doborze wartości parametrów. Użytkownik podaje liczbę iteracji oraz prawdopodobny zakres wartości parametrów w danych warunkach klimatycznych i hydrologicznych.

Okres wykorzystywany do kalibracji powinien obejmować co najmniej pięć lat i być zróżnicowany pod względem zdarzeń hydrologicznych. Ponadto ustalany jest okres tzw. „rozgrzewki” modelu (ang. *warming-up period*), który poprzedza właściwe obliczenia. Model wówczas pracuje, ale nie zapisuje wyników. Pozwala to wyeliminować błędne wartości różnych zmiennych, które mogą pojawić się w początkowym etapie pracy modelu oraz ustanowić prawidłowe warunki początkowe. Okres „rozgrzewki” określany jest zarówno dla kalibracji, jak i weryfikacji oraz symulacji.

Celem kalibracji jest znalezienie optymalnego zbioru parametrów, przy którym zgodność obserwowanych oraz symulowanych wartości przepływu jest największa. Poprawność przeprowadzonej kalibracji sprawdzana jest za pomocą współczynnika efektywności modelu R_{eff} , współczynnika efektywności modelu z logarytmem $R_{eff\log}$, współczynnika determinacji R^2 oraz średniej rocznej różnicy między odpływem obserwowanym i symulowanym M :

$$R_{eff} = 1 - \frac{\sum (Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum (Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (3.40)$$

$$R_{eff\log} = 1 - \frac{\sum (\ln Q_{obs} - \ln Q_{sim})^2}{\sum (\ln Q_{obs} - \ln \bar{Q}_{obs})^2} \quad (3.41)$$

$$R^2 = \frac{(\sum(Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})(Q_{sim} - \bar{Q}_{sim}))^2}{\sum(Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2 \sum(Q_{sim} - \bar{Q}_{sim})^2} \quad (3.42)$$

$$M = \frac{\sum(Q_{obs} - Q_{sim})}{n} \cdot 365 \quad (3.43)$$

gdzie: Q_{sim} – przepływ symulowany [$\text{mm} \cdot \text{doba}^{-1}$], Q_{obs} – przepływ obserwowany [$\text{mm} \cdot \text{doba}^{-1}$], $\bar{Q}_{sim}$ – średni odpływ symulowany [mm], $\bar{Q}_{obs}$ – średni odpływ obserwowany [mm], n – liczba dni, dla których wykonywane są obliczenia [-].

Współczynnik efektywności modelu Nasha-Sutcliffe’a (1970) R_{eff} wskazuje na zgodność przepływu obserwowanego i symulowanego. Wartości zbliżone do jednego świadczą o dobrym dopasowaniu dynamiki przepływów. Jednak nie jest on wrażliwy na systematyczne przeszacowanie lub niedoszacowanie modelu. Ze względu na obliczanie kwadratu różnicy między przepływami, może on nie uwzględniać złego dopasowania niskich przepływów (Legates, McCabe 1999). Poprzez transformację logarymiczną współczynnika efektywności powstaje miara – R_{efflog} . Jest ona bardziej wrażliwa na niezgodności przy niskich przepływach i może być stosowana do oceny poprawności modelu w ich zakresie. Kolejną miarą dopasowania jest współczynnik determinacji R^2 , który informuje, jaka część zmienności przepływów obserwowanych została wyjaśniona zmiennością przepływu symulowanego. Podobnie jak współczynnik R_{eff} , nie jest on wrażliwy na systematyczne przeszacowanie lub niedoszacowanie wartości przepływu. Współczynnik R^2 przyjmuje wartości z przedziału $\langle 0,1 \rangle$. Z kolei współczynnik M określa różnicę między odpływem obserwowanym a symulowanym, wyrażoną w milimetrach na rok. Wartość równa zero wskazuje na dobre dopasowanie wielkości odpływu, a tym samym zapewnia poprawne odtworzenie pozostałych składowych bilansu wodnego. Wartości poniżej zera informują o przeszacowaniu, a powyżej zera – o niedoszacowaniu modelu.

Nie istnieją ustalone wartości graniczne miar zgodności (rozbieżności) przepływu obserwowanego i symulowanego, powyżej których przyjmuje się, że model jest poprawny. Tabl. 3.9 przedstawia zakresy zmienności stosowanych miar zgodności oraz ich wartości, przy których zakłada się idealne dopasowanie danych obserwacyjnych do wyników symulacji.

Ponadto w ocenie poprawności modelu, obok wymienionych miar statystycznych, zastosowano metody graficzne. Są one bardziej subiektywne i polegają na ocenie wizualnej. Umożliwiają łatwe uchwycenie systematycznego przeszacowania lub niedoszacowania modelu. Przed zastosowaniem skalibrowanego modelu zalecane jest przeprowadzenie jego weryfikacji na okresie niezależnym.

Rysunek 3.29 przedstawia schemat zastosowania modelu HBV-light do rekonstrukcji szeregów czasowych zasobów wodnych strefy aeracji w zlewni Liwca. Wy-

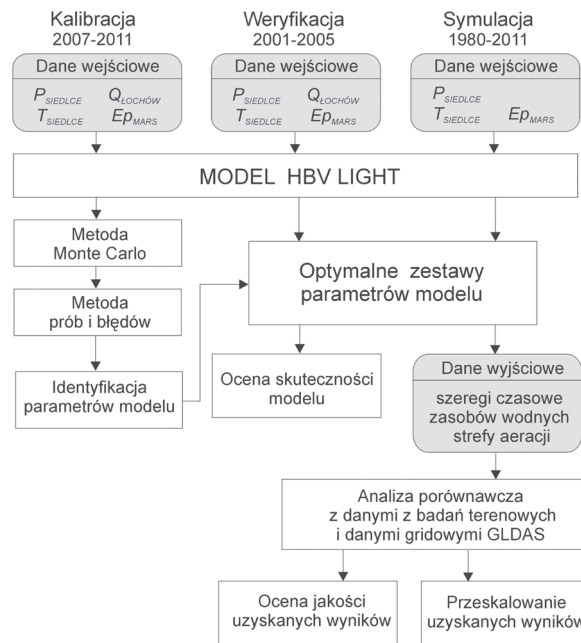
Tablica 3.9

Zakresy zmienności oraz wartości przy idealnym dopasowaniu stosowanych miar zgodności.

Oznaczenia symboli: R_{eff} – współczynnik efektywności modelu, $R_{eff\log}$ – współczynnik efektywności modelu z logarytmem, R^2 – współczynnik determinacji, M – roczna różnica między odpływem obserwowanym a symulowanym

Miara zgodności	Zakres zmienności	Wartość przy idealnym dopasowaniu
R_{eff}	$-\infty - 1$	1
$R_{eff\log}$	$-\infty - 1$	1
R^2	$0 - 1$	1
M	$-\infty - +\infty$	0

różniono trzy etapy postępowania: kalibrację, weryfikację oraz symulację. Dobra ocena skuteczności modelu w danym etapie pozwalała na zastosowanie go w kolejnym. Opis symboli zastosowanych na schemacie znajduje się w tekście. Wstępnym etapem pracy, nieuwzględnionym na schemacie, było wydzielenie w zlewni obszarów cząstkowych na podstawie klas wysokości oraz analiza dostępnej serii danych przepływu Liwca w profilu Łochów z wielolecia 1980-2011, niezbędnych w procesie kalibracji i weryfikacji modelu.



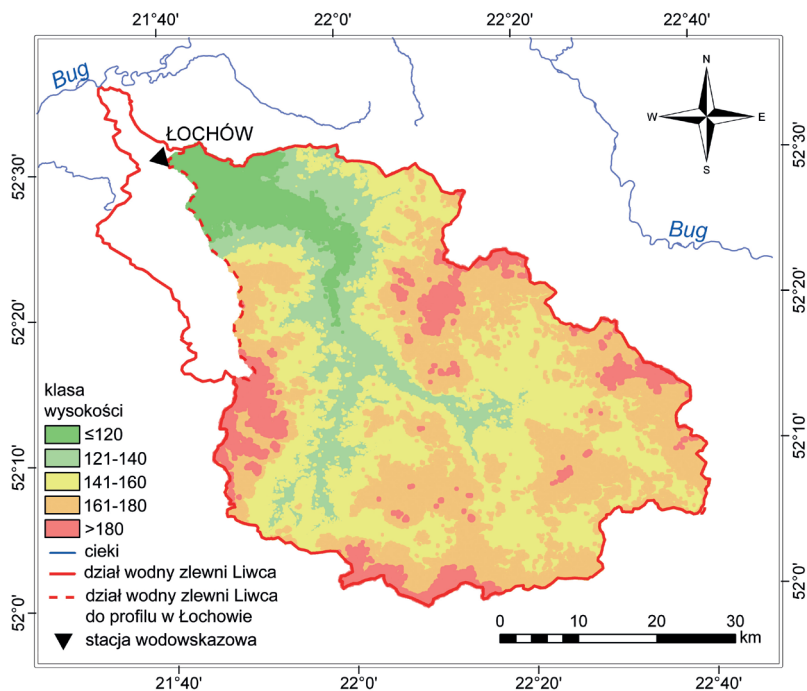
Rys. 3.29. Schemat zastosowania modelu HBV-light do rekonstrukcji szeregów czasowych zasobów wodnych strefy aeracji w zlewni Liwca

Dokonano podziału zlewni Liwca na obszary cząstkowe na podstawie numerycznego modelu terenu SRTM (rys. 3.30). Wydzielono pięć stref. Zakresy ich wysokości, średnią wysokość oraz powierzchnię, jaką zajmują w zlewni, przedstawiono w tabl. 3.10. Jako wartości wskaźników $PCALT$ i $TCALT$ przyjęto odpowiednio $10\% \cdot 100 \text{ m}^{-1}$ oraz $0,6^\circ\text{C} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$. Ponadto w modelu zadeklarowano obecność zbiorników wodnych, zajmujących 0,37% powierzchni zlewni po profil wodowskazowy w Łochowie wg MPHP.

W procesie kalibracji i weryfikacji modelu zastosowano następujące dane wejściowe:

- dobowe wartości opadu atmosferycznego ze stacji Siedlce $P_{SIEDLCE}$ [mm],
- dobowe wartości temperatury powietrza ze stacji Siedlce $T_{SIEDLCE}$ [$^\circ\text{C}$],
- średnie miesięczne z wielolecia wartości ewapotranspiracji potencjalnej, obliczone na podstawie danych z bazy MARS Ep_{MARS} [mm],
- dobowe wartości przepływu Liwca w profilu wodowskazowym Łochów, przełiczone na warstwę odpływu $H_{\text{ŁOCHÓW}}$ [mm].

Do kalibracji wybrano przepływy w latach 2007-2011. Rok hydrologiczny 2006 stanowił „rozgrzewkę” modelu. Długość okresu „rozgrzewki” została ustalona na podstawie literatury oraz własnych doświadczeń w pracy z modelem.



Rys. 3.30. Podział zlewni Liwca na obszary cząstkowe wydzielone na podstawie klas wysokości