

ERARBEITUNG DER GEBIETSVORHERSAGESYSTEME IN DER KARPATENREGION UNTER BERÜCKSICHTIGUNG DER LANDSCHAFTSVERHÄLTNISSE

Olga Luk'yanets, Nataliia Pryimachenko

*Ukrainisches Hydrometeorologisches Forschungsinstitut, Kyiv, Ukraine,
e-mail: luko15_06@ukr.net*

Zusammenfassung: Wesentliche Erhöhung der informativen Möglichkeiten des hydrologischen Benachrichtigungsdienstes kann mittels der Schaffung der Gebietsvorhersagesysteme versorgt sein. Um die Vielfältigkeit der Naturbesonderheiten zu solchen Systemen in Betracht zu ziehen, wurde man die Raumdetallierung der Flußgebiete verwendet. Mathematische Modelle handeln als Bestandteile der Vorhersagesysteme auf jedem Raumobjekt mit entsprechenden Parametern. Für die Einschätzung der Modellparameter ist die Technologie verwendet, die auf den Dekompositionsprinzip und die landschaftliche Einstellungen gegründet ist.

Schlüsselworte: Gebietsvorhersagesystem, mathematisches Modell, Raumdetallierung, Modellparameter, Landschaft.

ELABORATION OF BASIN FORECASTING SYSTEMS IN THE CARPATHIAN REGION WITH REGARD FOR LANDSCAPE CONDITIONS

Abstract: Essential rise of informative possibilities to hydrological notification service is able ensure by means of creation of basin forecasting systems. Spatial detailed elaboration of river basin is apply that take account of heterogeneity of natural peculiarities in these systems. Mathematical models function as structure components in every spatial object with accordingly parameters. The technology use for estimation of model parameters which is based on decomposition principle and landscape peculiarities.

Keywords: basin forecasting system, mathematical model, spatial detailed elaboration, model parameter, landscape.

1. Die Fragestellung

Der Abfluß wird unter Wirkung: der hydrometeorologischen Faktoren und unterliegenden Oberfläche des Flußgebietes gebildet. Die letzten Werte (Geländegestaltung, Boden, Vegetation) beeinflussen nicht nur auf die Formierung des Abflusses, aber ändern die Einflußstufen von hydrometeorologischen Bedingungen.

Die Intensität des Schneesmelze, die Infiltration, die Verzögerung der Regen- oder Schneewasser auf die Oberfläche des Flußgebietes, die Geschwindigkeit des Wasserabfließen zum Flußsystem, die Wellengeschwindigkeit - alle diesen Prozesse fühlen auf sich den Einfluß der Landschaft.

Diese Besonderheiten sind in der qualitativen Beziehung gut bekannt. Doch entsteht die Notwendigkeit bei den Abflußrechnungen und Hochwasservorhersagen den Einfluß der landschaftlichen Bedingungen nicht nur nach qualitativen aber auch nach qualitativen Anzeiger zu bestimmen.

In den letzten Jahrzehnten hat die Anwendung der mathematischen Modelle der Formierungsprozesse wie zu Regen, als auch zu Schneeregenabflüsse, (Koren, 1991; Sosedko, 1987b, 1988a; Luk'yanetz, 2002) eine bedeutende Verbreitung bekommen. Dabei würde es folgen zu betonen, daß Bestimmung der optimalen Modellparameter hat nicht selten die grössere Bedeutung als ihre Schaffung, und deshalb ist zweifellos eine Grundlage der methodischen Beschlüsse. Die Anwendung der Optimierungsprozeduren bei Bestimmung der Parameter, sogar mit der Benutzung des Dekompositionsverfahren, fordert (Sosedko, 1988 b) die Kenntnis des wahrscheinlichen Schwingungsbereiches ihrer Bedeutungen für das untersuchte Flußgebiet.

Deshalb ist die bedeutende Menge der wissenschaftlichen Arbeiten über Betrachtung der abgesonderten Abflußformierungsprozesse gewidmet, die in jenen oder anderen mathematischen Modellstruktur (Schneesmelze, Bodenverfrostung und Auftauen, Infiltration etc.) und dem Einfluß auf sie landschaftliche Bedingungen eingesetzt sind. Im allgemeinen ging die Entwicklung der mathematischen Modellierung in der Hydrologie von jener Studie dieser Prozesse voran. Und die Ergebnisse solcher Forschungen haben die vollwertige Einführung in die mathematischen Modelle der Hochwasserformierung bekommen. (Popov, 1963). Deshalb wird es gelegen einige methodischen Erarbeitungen untersuchen, die in den mathematischen Modellen der Abflußformierung und die Vorhersagesysteme im Gebiet der Ukraine benutzt wurden.

2. Landschaftswerte wie Bestimmungsgrundlage der Modellparameter

2.1. Schneeschmelzprozesse

Die Intensität der Schneedeckenschmelze ist, außer Schneeansammlung, dem wichtigen Faktor, der beeinflusst auf die Abflußmengen und Abflußganglinien vom Flußgebiet. In der Vorhersagepraxis haben die Anwendung einige Verfahren für die Bestimmung der Schneeschmelzintensität bekommen. Unter ihnen kann man zwei grundlegende Gruppen wählen: die Kennzifferverfahren und die Verfahren, die auf den physischen Bestimmungen des Wärme - und Feuchtigkeitsüberganges gegründet werden.

Die Schneeschmelzintensität klärt sich von der Menge der Wärme, die Schneedecke infolge des Austausches mit der Umwelt bekommt. Da die Rechnung der Wärmebilanz schmelzender Schneedecke aus Mangel an den notwendigen Angaben für das Flußgebiet (noch mehr in operativen Bedingungen) praktisch unmöglich ist, haben der größte Benutzung die Verfahren der ersten Gruppe bekommen - nach den Kennziffern der Schneeschmelze wie, zum Beispiel, Gradtagfaktorverfahren:

$$H = K (T - T_0), \quad (1)$$

wo H - die Wassermenge, die infolge Schmelze für den Tag und Nacht handeln, mm;

K - empirische Kennziffer der Schneeschmelze auf 1°C;

T - die Lufttemperatur (maximal oder mittler für die Tage und Nächte oder für die täglichen Stunden);

T₀ - die untere Randlufttemperatur, die nicht den Schmelzprozeß beeinflusst, °C.

In dem Verfahren (1) wird die Albedo der Schmelzedecke, die der Gegendexposition, die Geschwindigkeit und die Richtung des Windes, sowie Schmelze infolge der zusätzlichen Wärme des Regenwassers nicht berücksichtigt. In den Abflußmodellen, die in unserer Praxis verwendet sind, wurde der erfolgreiche Versuch gemacht, die Fehler zu meiden, die bei der Benutzung des Verfahrens (1) entstehen können.

Auf Grund der Analyse der Angaben der Schneedeckenlinienmessungen auf geöffneten und waldigen Flächen der sakarpatischen Wasserbilanzstation und teilweise einiger meteorologischen Stationen sind die Prozeduren der Bestimmung der Schneeschmelzintensität unter der Bedingung der Benutzung von standardisierten hydrometeorologischen Beobachtungen durchgearbeitet. Sie bestehen im folgenden.

1) Die Intensität der Schneeschmelze klärt sich nach Schmelzkoeffizienten, die unständigen Bedeutung haben und in die bestimmten Grenzen je nach der Entwicklung der Wetterbedingungen sich verändern.

2) Die Albedo der Schneedecke klärt sich von seinem Zustand, der nach der Schneedichte charakterisiert wird.

3) Die Schneeschmelzintensität hängt auch von Bewölkung ab, die nach der Beziehung der mittleren ganztägigen und maximalen, mittleren ganztägigen und minimalen Lufttemperaturen berücksichtigt wird. Wie bekannt, bei dem wolkigen Wetter die Differenz zwischen diesen Temperaturen der kleinere wird.

4) Die Abhangexposition der Gegend zum Sonnenschein wird nach der Korrektion der maximalen Lufttemperatur und der Veränderung der Schmelzkoeffizienten je nach der

Dauer des Taglichtbereiches berücksichtigt. Dabei wird jener Umstand beachtet, daß der Strahlungseffekt auf geöffneten Abhängen bei den Temperaturen niedriger 0°C (Sosedko u.etc, 1986; Sosedko, 1987a) gezeigt wird. Unter Umständen der Karpaten beginnt der Schneeschmelze auf südlichen und süd-westlichen Abhängen schon bei dem klaren Wetter, wenn die Lufttemperatur auf der meteorologischen Stationen, die sich gewöhnlich in Täler befinden, - 3, -2°C erreicht.

Durch die Einschätzungen, die in der Karpaten gemacht sind, verändern sich Schmelzkoeffizienten in der geöffneten Gegend für die Periode vom Februar bis Ende der März von 2.9 bis zu 5.4 mm / 1°C für die Tage und Nächte. Im Wald mit verschiedenen Kombinationen der Nadel- und Laubanpflanzungen sind Schmelzkoeffizienten von 1.7 bis zu 3.4 mm / 1°C festgelegt.

Niedriger sind bekommen Schmelzkoeffizienten für waldige und geöffnete Gegend (K_w i K_F) bei der Albedo 0.50 aufgeführt. Die Veränderung der Bedeutungen von Schmelzkoeffizienten hängt von der Dauer des Lichtbereiches der Tage ab, die sich durch T_s klärt:

$$K_w = \begin{cases} 1.68, & T_s \leq 30, \\ 1.68+24[0.07(T_s-30)]^2, & 30 < T_s \leq 60, \\ 0.048T_s, & 60 < T_s \leq 70, \\ 3.36, & T_s > 70. \end{cases} \quad (2a)$$

$$K_F = \begin{cases} 2.88, & T_s \leq 30, \\ 2.88+24[0.07(T_s-30)]^2, & 30 < T_s \leq 60, \\ 0.074T_s, & 60 < T_s \leq 70, \\ 5.21, & T_s > 70. \end{cases} \quad (2b)$$

Hier werden T_s - der Tag, in der die Rechnungen seit 1.Januar verwendet.

Da in das Modell des Schneeregenabfluß in den Karpatengebieten Schmelze der Schneedecke nach den täglichen und nächtlichen Lufttemperaturen bewertet wird, es hat die Notwendigkeit der Einleitung zu den täglichen Temperaturen der Berichtigungsanträge entstanden, die den Zeitraum mit der größten Intensität dieser Prozesse berücksichtigt würden. Ihre Bedeutungen hängen von der überwiegenden Lage der Gegend in Beziehung zu dem Aufkommen der sonnigen Wärme ab.

Die maximalen Bedeutungen der Temperaturberichtigungsanträge sind +2.0° für die Einzugsgebiete des Teiß-Flußbeckens und +1.0° für den Prut-und Dnister-Flußbecken eingerichtet. Diese Berichtigungsanträge werden zu den täglichen Lufttemperaturen seit 20. Februar eingeführt. Dabei wachsen sie allmählich mit jedem Tag und erreichen die obengenannten maximalen Bedeutungen auf folgende Weise:

$$TC(n) = \begin{cases} TCOR/20(n-50), & 50 < n < 70, \\ TCOR, & n \geq 70, \end{cases} \quad (3)$$

wo TCOR - die maximale Bedeutung des Berichtigungsantrages,

TC - der Berichtigungsantrag in den Tag n ,

n - der Ordnungstag ab 1. Januar.

Auf solche Weise verändern sich die Berichtigungsanträge zu den täglichen Temperaturen, wie auch Schmelzkoeffizienten für geöffneten und waldigen Gegenden, während der Frühlingsperiode.

Der Einfluß der Wärme der flüssigen Niederschläge klärt sich im Laufe von Schneeschmelze wie die Ergänzung zu seiner Intensität, die laut (2a), (2b) und (3) berechnet ist:

$$H_r = 0.012 P \theta_+, \quad (4)$$

wo H_r - die Schicht der Schneeschmelze vom Regen, mm;

P - die Niederschlagsmenge, mm;

θ_+ - die positive Lufttemperatur, °C.

Es existiert wegen dabei, daß die Regenwassertemperatur der Lufttemperatur gleichgemacht wird.

2.2. Bestimmung der Dynamik der Bodenverfrostung und Auftauen

Bei der ausführlichen Analyse der Bedingungen der Abflußformierung während des Frühlingshochwasser oder der Schneeregenhochwasser entsteht das Bedürfnis der abgesonderten Erfassung des Zustandes der unterlegenden Oberfläche auf geöffneten und waldigen Flächen der Flußbecken, da sich die wasserabsorbierende Fähigkeit durch Ungleichartigkeit der Verfrostung und der Bodenfeuchtigkeit wesentlich auszeichnet.

Da sich die standardisierten Beobachtungen für Bodenverfrostung vorzugsweise auf den landwirtschaftlichen Feldern verwirklichen, sind die Mehrheit der existierenden Verfahren der Bestimmung der Verfrostungstiefe für die Feldplätzen durchgearbeitet, und Bestimmung des Bodenzustandes auf waldigen Flächen wird mittels der Feststellung der Beziehungen zwischen ihren Bedeutungen auf verschiedenen Bodenstücken (Sosedko, 1987a) entschieden.

Die Theorie der Prozesse von Bodenverfrostung und Auftauen ist genug durchgearbeitet. Doch sind die notwendigen Ausgangsangaben für Bestimmung dieser Prozesse auf dem Prinzip der Wärmeübertragung beschränkt. Und das Vorhandensein solcher Angaben dafür der Boden und der Flächen läßt nicht zu, sie, zum Beispiel, auf die Raumobjekte der Gebietsvorhersagesysteme auszudehnen.

Deshalb sind die Anstrengungen der Forscher auf das Erhalten der entsprechenden Einschätzungen mit der Benutzung der standardisierten meteorologischen Beobachtungen gerichtet. Diese Einschätzungen, zweifellos, dürfen nur den regionalen Charakter haben.

Nach den Angaben der Karpatischen und anderen Wasserbilanzstationen wurden die speziellen Forschungen in dieser Richtung durchgeführt. Dafür waren die 5-täglichen Perioden mit dauernden Temperaturrückgang und Warmwerden gewählt, um verschiedene Schwingungen im thermischen Regime zu meiden.

Die gemeine Struktur der Ausdrücke für Bestimmung der Veränderung der Tiefe festgefrorener Bodenschicht wird von der Gleichungen gegeben:

$$\Delta L = a(-\theta_-)^{0.5} - bh_s, \quad (5)$$

wo ΔL - die Tiefenzunahme festgefrorener Bodenschicht, cm;

θ_- - die negative mittlere gantztägige Lufttemperatur, °C;

h_s - Schneehöhe, cm;

a, b - die Parameter.

Die Parameter des Schemas (5) für einige Boden und Vegetation sind im Tabl. 1 gegeben.

Die Tabelle 1. Die Parameter für Bestimmung der Veränderung der Tiefe festgefrorener Bodenschicht

Die Gegend, der Boden	die Parameter	
	A	b
Die geöffnete Gegend		
- Mineralboden	0.70	0.07
- Torfboden	0.50	0.07
Nadelgehölz	0.57	0.10
Laubgehölz	0.50	0.10

Wie der grundlegende Faktor, der auf die Bodenauftauenintensität der beeinflusst, wird die positive mittlere gantztägige Lufttemperatur verwendet. Bei Vorhandensein von der Schneedecke und vorangehenden Bodenauftauenschicht wird diese Prozesse verzögert. Solche Umstände sind in den Rechnungsabhängigkeiten berücksichtigt

$$La = \begin{cases} 0.68\theta + 1.0 - 0.014\theta \cdot Lb, & h_s = 0; \\ (1 - 0.1h_s)(0.68\theta + 1.0 - 0.014\theta \cdot Lb), & 0 < h_s < 10, \\ 0, & h_s \geq 10. \end{cases} \quad (6)$$

Hier La - Bodenauftauenschicht für die Tage und Nächte, cm;

θ - positive mittlere ganztägige Lufttemperatur, °C;

h_s - Schneehöhe, cm;

Lb - vorangehende Bodenauftauenschicht, cm.

Die Zusammenhang der Verfrostdiefe im Wald L^W und in der geöffneten Gegend L^F kann man von solchen Gleichstellungen geben:

- für den Nadelwald

$$L^W = 0.77L^F - 4.0; \quad (7)$$

- für den Laubwald

$$L^W = 0.72L^F - 15.0. \quad (8)$$

Die Beziehung der aufgetauten Bodenschicht im Feld Lb^F und dem Wald Lb^W hat die Art:

$$Lb^W = 0.645Lb^F - 3.0. \quad (9)$$

Gewiß, die Beziehungen der Verfrostdiefe und der aufgetauten Bodenschichten bei der Abwesenheit der Schneedecke oder bei seiner identischen Höhe auf waldigen und geöffneten Flächen gelten, wenn die Differenz in Verfrostdintensität und Auftauen nur von seinem mechanischen Bestand und der Eigenschaften der Pflanzendecke abhängt.

3. Schlußbemerkung

Die Benutzung der Information über landschaftliche Besonderheiten der Gegend läßt zu, die kausalen Verbindungen der hydrologischen Prozesse mit ihnen festzustellen.

Die Ergebnisse solcher Forschungen sind nicht nur in ungenügend untersuchende in hydrologischen Beziehungen Regione zweckmässig, sondern auch dann, wenn notwendig ist die Raumobjekte der Flußbecken ausführlich zu untersuchen. Solcherweise wird ermöglicht, den Verlauf der hydrologischen Prozesse auf den Teilflächen und die Hochzonen der Gebietsvorhersagesysteme (Luk'yanets, 2002) zu charakterisieren.

Besonders entsteht die Notwendigkeit der Benutzung der Befunde der Abhängigkeiten für die Studie der Schneeschmelzintensität, Dynamik der Bodenverfrostdung und Auftauen in den Gebirgsgegenden, wo oft winterlich unbeständige Schneedecke beobachtet werden.

Die obenangeführten Ausdrücke und die Parameter für Bestimmung der Schneeschmelzintensität und des Zustandes der unterlegenden Oberflächen sind wie Bestandteile des mathematischen Schneeregenabflußmodells verwendet. Zulässig sind sie mittels der mathematischen Modellierung der Hochwasser auf den Karpatenflüssen geprüft.

4. Literaturverzeichnis

- Popov E.G. (1963): Problems of theory and practice of river runoff forecasts. Hydrometeoizdat. 396 p. (in Russian).
- Sosedko M.M. & Kochelaba E.I. (1986) Modelling snowmelt – induced processes in a mountain river basin given standard hydrometeorological data. JANS Publ., no. 155. Budapest, pp. 83-91.
- Sosedko M.M. (1987 a): Besonderheiten der mathematischen Modellierung der Schmelz – und Regenwasserabflußbildung in Gebirgseinzugsgebiete. Trudy UkrNDHMI, 220. Hydrometeoizdat, S. 3-15 (in russisch).
- Sosedko M.M. (1987 b): An example of simulation system of runoff formation in a river basin. UkrNDHMI proceedings 222, pp. 61-69 (in Russian).
- Sosedko M.M. (1988 a): Simulationssystem der Abflußformierung auf den Gebirgsflussbecken. XIV. Konferenz der Donauländer. Kiew, S. 103-110 (in russisch).

- Sosedko M.M. (1988 b): Peculiarities of decomposition method application by identification of parameters of runoff formation simulation model. UkrNDHMI proceedings 231, pp. 3-13 (in Russian).
- Koren V.I. (1991): Mathematische Modelle in Vorhersagen der Abflüsse. Leningrad, Hydrometeoizdat. 200 p. (in russisch).
- Luk'yanets O.I. (2002): Strukturbesonderheiten des Abflußvorhersagesystems in den Pruth – und Siret – Flußbecken (in d. Grenzen d. Ukraine) // XXI. Konferenz der Donauländer. – Bucharest. – Kurzfassungen, S. 24 (C.-Disk).