

УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
УКРАИНСКОЙ ССР

и
УКРАИНСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

**VI КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ СТРАН
ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ ПРОГНОЗАМ**

**VI KONFERENZ DER DONAULÄNDER FÜR
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN**

**Vith CONFERENCE OF THE DANUBE COUNTRIES
ON HYDROLOGICAL FORECASTING**

(14—19.VI.1971)

**СБОРНИК ДОКЛАДОВ
VORTRAGSSAMMLUNG
PROCEEDINGS**

Книга вторая

**Киев — Kiew — Kiev
1972**

УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
УКРАИНСКОЙ ССР

и
УКРАИНСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

VI КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ СТРАН
ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ ПРОГНОЗАМ

VI KONFERENZ DER DONAULÄNDER FÜR
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN

VIth CONFERENCE OF THE DANUBE COUNTRIES
ON HYDROLOGICAL FORECASTING

(14—19.VI.1971)

СБОРНИК ДОКЛАДОВ —
VORTRAGSSAMMLUNG
PROCEEDINGS

Книга вторая

Киев — Kiew — Kiev
1972

ПРОГНОЗЫ СТОКА ПО ДАННЫМ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ВОДЫ В РУСЛОВОЙ СЕТИ БАССЕЙНА

Р.Е.НЕЖИХОВСКИЙ, Н.П.САКОВСКАЯ

Государственный гидрологический институт,
Ленинград, СССР

Р е з ю м е

Русловая сеть бассейна делится на крупную, а также среднюю и мелкую. Верхними границами крупной русловой сети служат равноудаленные от истоков рек граничные створы $\ell_{\text{гранич.}}$ (обычно $\ell_{\text{гранич.}} = 100 \text{ км}$), а нижней границей - замыкающий створ. Крупная русловая сеть расчленяется на относительно бесприточные участки. Вводится понятие о частной функции истощения $\eta(t)$, которая представляет собой произведение (по интегралу Дюамеля) кривой истощения объема воды на участке $P_{\text{ист}}(t)$ на кривую добегания $P(\bar{t})$.

$$\eta(t) = \int_0^t P_{\text{ист}}(t-\bar{t})' P(\bar{t})' d\bar{t}$$

Параметром кривой $P_{\text{ист}}(t)$ является время добегания на участке, а кривой $P(\bar{t})$ - время добегания от нижнего створа участка до замыкающего створа. Сумма произведений $\sum_{j=1}^m Q_{0j} \eta(t)_j$ (где Q_0 - средний расход воды на участке в начальный момент) по всем участкам и есть гидрограф стока $Q(t)$, обусловленный истощением и добеганием той воды, которая находится в крупной русловой сети в начальный момент.

Близкой по смыслу является функция $\eta(t)$ для средней и мелкой русловой сети

$$\eta(t)'' = \int_0^t P_{\text{ист}}(t-\bar{t})'' P(\bar{t})'' d\bar{t}$$

где $P_{\text{ист}}(t)''$ - типовая кривая спада притока $q(t)$ в относительных величинах (устанавливается по небольшим рекам с длиной $L \leq 100 \text{ км}$); $P(\bar{t})''$ - общая для бассейна кривая добегания (находится путем суммирования частных кривых). Умножая расход q_0 на ординаты функции $\eta(t)''$, получаем гидрограф стока в замыкающем створе за счет поступления воды в крупную русловую сеть в последующий период времени. Величина q_0 определяется обычно через средний арифметический модуль наибольших рек с $L \leq 100 \text{ км}$.

Прогноз гидрографа стока $Q(t)$ выдается в день $q_{\text{макс}}$ и тогда $Q(t) = Q(t)' + Q(t)''$. Могут также составляться прогнозы расходов воды

с постоянной заблаговременностью, в частности в период подъема паводка. Для этого предварительно строятся эмпирическая зависимость между предыдущими и фактическими расходами.

Составлены таблицы координат функций $\eta(t)'$ и $P(\bar{t})''$, что существенно облегчает работу. При тщательной обработке данных обеспечивается высокая точность прогностических зависимостей.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Das Flußbettnetz des Einzugsgebiets wird in ein großes, ein mittleres und ein kleines eingeteilt. Die obersten Grenzen des großen Flußnetzes sind die fern von den Flußquellen gleichentfernten Grenzpegelstellen $\ell_{\text{Grenz.}}$ (gewöhnlich $\ell_{\text{Grenz.}} = 100 \text{ km}$), die untere Grenze - ist die abschließende Pegelmeßstelle. Das große Flußbettnetz wird in Flußstrecken relativ ohne Nebenflüsse geteilt. Es wird der Begriff von einer besonderen Funktion der Erschöpfung eingeführt $\eta(t)$, die das Produkt (nach dem Integral von Düamel) der Trockenwetterganglinie des Wasserinhalts auf der Strecke $P_{\text{Ersch.}}(t)$ mit der Laufkurve $P(\bar{t})$ dargestellt.

$$\eta(t)' = \int_0^t P_{\text{Ersch.}}(t-\bar{t})' P(\bar{t})' d\bar{t}$$

Der Parameter der Kurve $P_{\text{Ersch.}}(t)$ ist die Laufzeit auf der Strecke, derjenige der Kurve $P(\bar{t})$ - ist die Laufzeit von dem unteren Pegelprofil der Strecke bis zur abschließenden Pegelmeßstelle. Die Summe der Produkte $\sum_{j=1}^m Q_{0j} \eta(t)_j$ (wo Q_0 die mittlere Flußwassermenge auf der Strecke im Anfangsmoment ist) auf allen Strecken bis zum abschließenden Pegelprofil ist gerade die Abflußganglinie $Q(t)$, bedingt durch die Erschöpfung und den Lauf desjenigen Wassers, das sich in dem großen Flußbettnetz im Anfangsmoment befindet.

Nahе dem Sinne nach ist auch die Funktion $\eta(t)''$ für das mittlere und kleine Flußbettnetz

$$\eta(t) = \int_{t_{\text{расч.}}}^t P(\bar{t}) P(\bar{t}) d\bar{t}$$

где $P_{\text{расч.}}(t)$ — типичная Trockenwetterabflußlinie des Zuflusses $q(t)$ в относительных величинах (определяется на малых реках с длиной $L \leq 100$ км); $P(\bar{t})$ — обобщенная кривая для всего бассейна (определяется суммированием не типичных кривых). Умножив $q(t)$ на ординаты функции $P(\bar{t})$, получим кривую оттока в рассматриваемом створе. На основании этой кривой можно определить расход воды в створе в любой момент времени. Если при данном объеме $V_{t=0}$ значительная масса воды сконцентрирована в мелких звеньях русловой сети, то в замыкающем створе в последующем будет наблюдаться подъем, а если в крупной — то спад. При сосредоточении воды в верхней части бассейна паводочная волна окажется более распластанной, чем при сосредоточении в нижней части и т.д.

Для прогноза оттока $Q(t)$ заданного объема Q_{max} для заданного времени t и тогда $Q(t) = Q(t) + Q(t)$. Можно также прогнозировать оттоки с постоянной точностью, особенно в период паводка. Для этого необходимо иметь эмпирическую зависимость между данными, полученными в результате расчетов, и фактическими оттоками.

Для составления таблиц координатных функций $\eta(t)$ и $P(\bar{t})$, что существенно облегчает работу. При тщательной обработке данных будет достигнута высокая точность прогноза оттока.

1. Общие положения

Объектом рассмотрения здесь служат в основном большие и средние равнинные реки с площадью водосбора $F > 5000$ км², для которых главным, с точки зрения прогноза оттока, является учет закономерности движения водных масс в русловой сети бассейна. Предполагается, что гидрометрические наблюдения производятся в ряде пунктов на реках бассейна, а также в замыкающем створе.

Существующие методы краткосрочных прогнозов оттока больших и средних рек, при всем их многообразии, в конечном счете основываются на следующих трех основных принципах, именно: принцип тенденции, принцип учета русловых запасов, принцип учета притока в русловую сеть. Руководствуясь указанными принципами не удается извлечь из наблюдений всей той полезной информации, которая в них содержится.

Так, в методах прогноза оттока по тенденции используются лишь данные наблюдений по самому замыкающему створу и в редких случаях по нескольким створам в бассейне. Прогностические же зависимости сугубо эмпирические, локальные.

В методах прогноза оттока, основанных на учете русловых запасов, обычно устанавливается зависимость прогнозируемой величины от объема воды в русловой сети в день составления прогноза. Очевидно, что объем воды есть статическая характеристика. При одной и той же величине начального объема $V_{t=0}$ распределение воды в русловой сети может быть различным, соответственно разным будет и ход расходов воды в замыкающем створе в последующий период времени. Если при данном объеме $V_{t=0}$ значительная масса воды сконцентрирована в мелких звеньях русловой сети, то в замыкающем створе в последующем будет наблюдаться подъем, а если в крупной — то спад. При сосредоточении воды в верхней части бассейна паводочная волна окажется более распластанной, чем при сосредоточении в нижней части и т.д.

В методах прогноза оттока по данным о притоке воды в русловую сеть $q(t)$ всегда используется некая трансформационная функция (кривая добега) $P_{q,q}(\bar{t})$, с помощью которой гидрограф притока $q(t)$ преобразуется в гидрограф оттока

$Q(t)$. При расчете по любой трансформационной функции $P_{q,q}(\bar{t})$ не учитываются начальные условия, т.е. конкретная обстановка в бассейне в момент выпуска прогноза. Другой общий недостаток состоит в том, что поскольку приток q вычисляется обычно по наблюдениям на малых реках, то остается неиспользованной ценная информация по гидрометрическим створам на крупных реках.

Помимо отмеченных трех принципов может быть предложен еще один принцип, а именно учет распределения водных масс в русловой сети бассейна в начальный момент и хода притока $q(t)$ в последующий период времени. Основанные на этом принципе методы прогноза оттока в значительной мере свободны от упомянутых выше недостатков и при определенных условиях дают заметный выигрыш в заблаговременности и точности прогноза.

2. Обоснование метода

С целью предвычисления гидрографа оттока русловую сеть бассейна условно разделим на крупную, а также среднюю и мелкую. Под крупной русловой сетью будем понимать всю ту часть русловой системы, которая снизу ограничена замыкающим створом, а сверху створами от истоков рек на 100 км ($\ell_{\text{гран.}} = 100$ км) в бассейнах с $15\,000 < F < 100\,000$ км². В состав средней и мелкой русловой сети, очевидно, войдут все реки длиной $L < 100$ км, а также стоки метровые верхушки рек длиной $L \geq 100$ км. Схема такого расчленения русловой сети показана на рис. 1.

Будем считать, что гидрограф стока в замыкающем створе бассейна после дня выпуска прогноза как начального или нулевого дня состоит из двух гидрографов

$$Q(t) = Q(t)' + Q(t)'' \quad (1)$$

где $Q(t)'$ - гидрограф стока, обусловленный истощением начального объема воды в крупной русловой сети; $Q(t)''$ - то же последующим притоком воды в крупную русловую сеть.

Рассмотрим в начале вопрос о предвычислении хода расходов $Q(t)'$

Выделим некоторый участок крупной русловой сети. Пусть известен средний расход воды на участке в начальный момент времени $Q_{ср,t=0}$ и время добегания на участке $\Delta\tau = \frac{\Delta L}{V}$ (где ΔL - длина участка, V - осредненная по длине участка и в поперечном сечении скорость течения). Как показано в работе [4], последовательность изменения расхода воды в нижнем створе участка за счет сработки начального объема воды описывается простым выражением

$$Q_H(t) = Q_{ср,t=0} P_{ист}(t) \quad (2)$$

где $P_{ист}(t)$ есть функция истощения, зависящая от величины $\Delta\tau$.

В той же работе теоретическим путем для условий квазистационавшегося движения (т.е. почти однозначной кривой расходов) [1] получены трансформационные функции $P_B(\tilde{\tau})$, предназначенные для пересчета гидрографа стока в верхнем створе участка $Q_B(t)$ в гидрограф стока в нижнем створе $Q_H(t)$. На основании выражения (2), а также указанных трансформационных функций по интегралу Дюамеля получим частный гидрограф стока в замыкающем створе за счет истощения и добегания той воды, которая находится на участке в начальный момент времени

$$Q_{частн}(t) = Q_{ср,t=0} \int_0^t P_{ист}(t-\tilde{\tau}) P_B(\tilde{\tau}) d\tilde{\tau} \quad (3)$$

функцию

$$\eta(t) = \int_0^t P_{ист}(t-\tilde{\tau}) P_B(\tilde{\tau}) d\tilde{\tau} \quad (4)$$

по аналогии назовем частной функцией истощения. Сумма гидрографов $Q_{частн}(t)$ по всем m участкам крупной русловой сети и есть искомый гидрограф

$$Q(t)' = \sum_{j=1}^m Q_{ср,t=0,j} \eta(t); \quad (5)$$

Координаты частных функций истощения $\eta(t)$; при всех возможных колебаниях времени добегания на участке $\Delta\tau$ (от 1 до 10 суток), а также времени добегания от нижнего створа участка до замыкающего створа τ (от 0 до 15 суток) приведены в Приложении II к монографии [4].

Рассмотрим далее вопрос о предвычислении гидрографа стока, $Q(t)''$.

Вопрос этот распадается на три части: а) как вычислить ежедневные величины притока воды в крупную русловую сеть $q(t)$; б) как пересчитать

гидрограф притока $q(t)$ в гидрограф стока $Q(t)''$; в) как предсказать ход притока $q(t)$ на период действия прогноза.

Вычисление суточных величин притока воды в крупную русловую сеть большей частью производится через средний арифметический модуль расхода небольших рек-аналогов с площадью водосбора $F_i < 2000-2500 \text{ км}^2$ (если $l_{гидр} = 100 \text{ км}$), т.е.

$$q = \frac{1}{N} \left(\frac{Q_1}{F_1} + \frac{Q_2}{F_2} + \dots + \frac{Q_N}{F_N} \right) F \quad (6)$$

Пересчет гидрографа притока $q(t)$ в гидрограф стока $Q(t)''$ осуществляется, как это обычно принято, по интегралу Дюамеля (генетической формуле стока) с помощью трансформационной функции $P_{q,a}(\tilde{\tau})$, т.е.

$$Q(t)'' = \int_0^t q(t-\tilde{\tau}) P_{q,a}(\tilde{\tau}) d\tilde{\tau} \quad (8)$$

Общая для речного бассейна трансформационная функция $P_{q,a}(\tilde{\tau})$ находится путем суммирования аналогичных функций для отдельных частей бассейна $P_{частн,q,a}(\tilde{\tau})$. Предварительно ординаты каждой функции $P_{частн,q,a}(\tilde{\tau})$ умножаются на соответствующее отношение площади частного бассейна к площади всего бассейна. Параметрами функции $P_{частн,q,a}(\tilde{\tau})$ являются время добегания на участке $\Delta\tau$ и время добегания от нижнего створа участка до замыкающего створа τ . Таким образом

$$P_{q,a}(\tilde{\tau}) = \sum_{j=1}^{j=m,n} \frac{\Delta F}{F} P_{частн,q,a}(\tilde{\tau}); \quad (9)$$

где m - число участков крупной русловой сети, n - число верхних граничных створов. При наборе функции $P_{частн,q,a}(\tilde{\tau})$ для частных бассейнов, контролируемых верхними граничными створами, принимается время $\Delta\tau = 0$.

Предсказание хода притока $q(t)$ на период действия прогноза может осуществляться двумя основными приемами.

Согласно первому приему ход $q(t)$ принимается по типовой кривой спада, устанавливаемой либо непосредственно по ежедневным расходам притока Q , либо по наблюдаемым расходам небольших рек-аналогов. Если ординаты кривой спада выразить в относительных величинах и обозначить $q_t/q_{\max} = \varphi(t)$, то по интегралу Дюамеля получим новую частную функцию истощения, но уже для средней и мелкой русловой сети

$$\eta(t)'' = \int_0^t \varphi(t-\tilde{\tau}) P_{q,a}(\tilde{\tau}) d\tilde{\tau} \quad (10)$$

и тогда гидрограф стока

$$Q(t)'' = q_{\max} \eta(t)'' \quad (11)$$

(в период времени после $q_{\max}$)

Другой прием заключается в том, что ориентировочно оценивается ход стока со склонов $h(t)$, при этом

$$q(t) = \int_0^t h(t-\tilde{\tau}) P_{h,q}(\tilde{\tau}) d\tilde{\tau} \quad (12)$$

Состав рек, доставляющих воду в крупную русловую сеть, ограниченную сверху равноудаленными от истоков рек створами, в различных бассейнах мало отличается друг от друга. Это позволило рас-

считать трансформационную функцию $P_{n,q}(\xi)$ в выражении (12). Ее параметрами являются средняя скорость течения в небольших реках с $L < l_{\text{гран}}$ и отчасти площадь всего бассейна.

3. Применение метода

Рекомендуемый метод прогнозов более всего применим для речных бассейнов со сложными природными условиями, где имеется более или менее плотная гидрометрическая сеть.

В бассейнах с площадью $15\,000 < F < 100\,000 \text{ км}^2$ верхними граничными створами крупной русловой сети, как отмечалось, служат створы $l_{\text{гран}} = 100 \text{ км}$, и с целью вычисления суточных величин притока Q используются наблюдения по небольшим рекам-аналогам с $F_i < 2\,000 - 2\,500 \text{ км}^2$. В меньших по размерам бассейнах ($5\,000 < F < 15\,000 \text{ км}^2$) крупная русловая сеть ограничивается сверху створами $l_{\text{гран}} = 50 \text{ км}$, а в больших бассейнах ($100\,000 < F < 300\,000 \text{ км}^2$) - створами $l_{\text{гран}} = 150 \text{ км}$. Соответственно, для подсчета притока используются наблюдаемые расходы по рекам-аналогам с $F_i < 600 - 800 \text{ км}^2$ и $F_i < 4\,000 - 6\,000 \text{ км}^2$.

Выделенная крупная русловая сеть расчленяется на относительно большие бесприточные участки. Для каждого участка записывается формула вычисления расхода $Q_{\text{ср}}$. Разумеется не на всех участках могут быть пункты наблюдений, и приходится устанавливать величину $Q_{\text{ср}}$ косвенным путем (интерполяцией расхода по длине реки, суммированием расхода сливающихся рек и пр.). В последующем выполняется приведение частных функций истощения $\eta(t)$ при подобных членах (точнее, при подобных гидрометрических створах).

При предвычислении гидрографа стока $Q(t)$ весь бассейн может быть разделен на две-три части, и тогда для каждой части в отдельности устанавливается трансформационная функция $P_{i,q}(\xi)$, вычисляется приток q_i и т.д. Подобное деление необходимо, когда, например, в верхней половине бассейна таяние снега из года в год начинается раньше, чем в нижней, или водный режим небольших рек в правобережной части бассейна более зарегулирован, чем в левобережной.

Итогом предварительных работ (в случае допущения, что после дня выпуска прогноза имеет место спад на гидрографе $Q(t)$) является сводка координат частных функций истощения $\eta(t)$ и $\eta(t)''$, образцы которых представлены в табл. I для бассейна р. Неман до с. Неманной. Порядок использования подобной сводки функций следующий. На день выпуска прогноза в заголовке каждой колонки выписывается соответствующий наблюдаемый расход $Q_{t=0}$, а также подсчитанный расход $Q_{t=0}$, которые затем последовательно умножаются на все ординаты (коэф-

фициенты η). Сумма произведений по второй строке есть ожидаемый расход спустя два дня.

$$Q_{t=2} = \sum_{j=1}^{m_1} (\eta'_{t=2} Q_{t=0}) + \sum_{j=1}^{n_1} (\eta''_{t=2} q_{t=0});$$

В общем виде, гидрограф стока после дня выпуска прогноза как начального дня

$$Q(t) = \sum_{j=1}^{m_1} [\eta(t)' Q_{t=0}] + \sum_{j=1}^{n_1} [\eta(t)'' q_{t=0}];$$

где m_1 - число информационных гидрометрических створов на крупной русловой сети, n_1 - количество частных бассейнов, однородных по условиям формирования стока. Если, например, требуется выпускать прогнозы суммарного стока за первые пять дней, то расходы $Q_{t=0}$ и $q_{t=0}$ умножаются на соответствующие суммы коэффициентов $\sum_{t=1}^5 \eta'_t$ и $\sum_{t=1}^5 \eta''_t$, а если за следующие пять дней - то на суммы коэффициентов $\sum_{t=6}^{10} \eta'_t$ и $\sum_{t=6}^{10} \eta''_t$.

Дата выпуска гидрографа паводка обычно приурочивается к моменту наступления максимума притока q_{max} . Главной областью применения метода являются прогнозы стока с постоянной заблаговременностью и прогнозы максимального расхода. При этих видах прогнозов представляется возможным устанавливать эмпирические связи между предвычисленными и наблюдаемыми расходами и тем самым свести до минимума негативное влияние таких факторов как нелинейность процесса, нехватка информации, неточность наблюдений и пр.

Методы прогнозов стока, в которых учитывается распределение водных масс в русловой сети бассейна, обладают в ряде случаев преимуществом перед методами прогнозов по данным о русловых запасах или по данным о притоке воды в русловую сеть.

Л и т е р а т у р а

1. Грушевский М.С. Волны пусков и паводков на реках. Гидрометеоиздат, Л., 1969.
2. Калинин Г.П., Милуков П.И. Приближенный расчет неустановившегося движения водных масс. Труды ЦИП, вып. 66, 1958.
3. Кучмент Л.С. Обобщенная формула для расчета гидрографа стока. Труды ЦИП, вып. 133, 1964.
4. Нежиловский Р.А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды (Методические основы и практика прогнозов паводочного стока). Гидрометеоиздат, Л., 1971.
5. Сапожников В.И. Прогнозы стока рек в бассейне Волги по русловым запасам и притоку в речную сеть. Гидрометеоиздат, М., 1960.

Координаты кривых частных функций истощения $\eta(t)$. Бассейн р.Неман до с.Неманюнай

Порядко- вый номер ордин- аты, t сэт.	Гидрометрические створы									Приток
	р.Неман - Столбцы	р.Неман - Белицы	р.Неман - Мосты	р.Неман - Гродно	р.Неман - Друски- нинкай	р.Неман - Неманюнай	р.Березина - Неровы	р.Шара - Слоним	р.Меркис- Пувочай	средний год
1	0,00	0,00	0,00	0,10	0,65	0,25	0,00	0,00	0,71	0,03
2	0,00	0,01	0,03	0,33	0,56	0,07	0,00	0,01	0,70	0,09
3	0,00	0,08	0,08	0,40	0,42	0,02	0,00	0,08	0,38	0,16
4	0,00	0,25	0,15	0,37	0,25	0,00	0,00	0,24	0,17	0,24
5	0,03	0,48	0,13	0,26	0,12		0,06	0,57	0,07	0,31
6	0,11	0,65	0,09	0,13	0,05		0,20	0,72	0,02	0,37
7	0,25	0,66	0,05	0,06	0,01		0,36	0,79	0,00	0,44
8	0,46	0,53	0,02	0,02	0,00		0,56	0,74		0,48
9	0,65	0,36	0,00	0,00			0,65	0,57		0,53
10	0,77	0,20					0,52	0,38		0,55
11	0,78	0,11					0,36	0,23		0,56
12	0,73	0,03					0,20	0,13		0,55
13	0,61	0,00					0,14	0,06		0,54
14	0,46						0,06	0,02		0,53
15	0,31						0,00	0,00		0,51
16	0,21									0,47
17	0,11									0,45
18	0,07									0,42
19	0,03									0,40
20	0,02									0,38
25										0,28
30										0,23
40										0,20

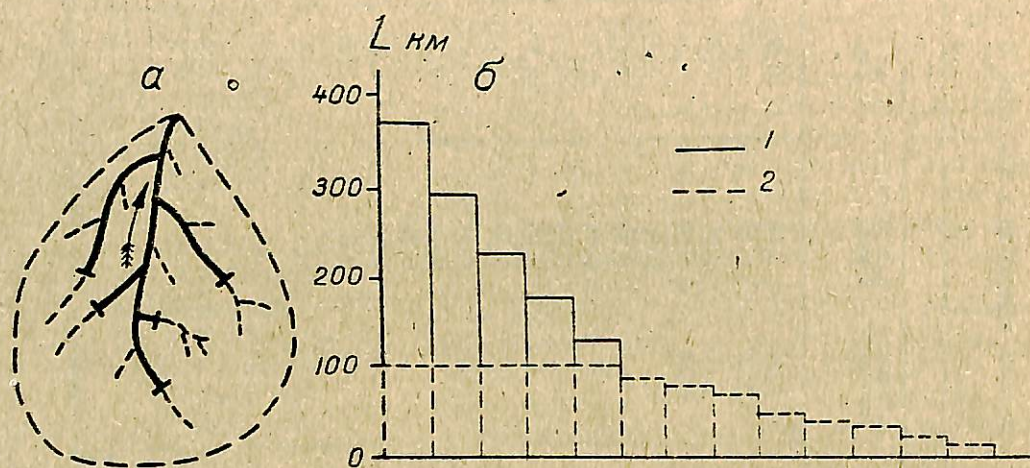


Рис. I. Схема расчленения русловой сети бассейна на крупную (1), а также среднюю и мелкую (2): а - план, б - диаграмма.

ПРОГНОЗ РАСХОДОВ ВОДЫ В ЗАМЫКАЮЩЕМ СТВОРЕ РЕЧНОЙ СИСТЕМЫ НА ОСНОВЕ ПРИНЦИПОВ СЛОЖНОСТИ

А.П.ЖИДИКОВ, А.Г.ЛЕВИН, Н.С.НЕЧАЕВА, В.Г.ХРИСТЕСАШВИЛИ

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр СССР,
Москва, СССР

Р е з ю м е

По расходам воды малых рек $q_1, q_2, \dots, q_n$ прогнозируется расход воды в замыкающем створе бассейна в момент времени $t+\tau$, где τ - заблаговременность прогноза. Прогнозируемый расход является некоторой функцией конечного числа аргументов:

$$Q_{t+\tau} = F(t, q_{1t}, q_{1t-1}, \dots, q_{1t-i}, q_{2t}, q_{2t-1}, \dots, q_{2t-j}, q_{nt}, q_{nt-1}, \dots, q_{nt-\epsilon}) \quad (1)$$

Функция F определяется в результате статистической обработки расходов $q_{1t}, q_{1t-1}, \dots, q_{1t-i}, q_{2t}, q_{2t-1}, \dots, q_{2t-j}, q_{nt}, q_{nt-1}, \dots, q_{nt-\epsilon}$. Поскольку составление абсолютно точного прогноза невозможно ищется оператор F , дающий минимальную средне-квадратичную ошибку прогноза:

$$M|Q_{t+\tau} - F|^2 = \min \quad (2)$$

В качестве класса таких операторов выбран класс полиномиальных многомерных операторов. Для упрощения отыскания (2) используется метод минимизации сложности решения задачи (2) на различных классах операторов.

Этот метод был применен к прогнозу расходов воды рек бассейна Горьковского водохранилища.

K u r z f a s s u n g

Nach den Wassermengen kleiner Flüsse $q_1, q_2, \dots, q_n$ wird die Wassermenge im unteren Flussquerschnitt eines Einzugsgebietes zum Zeitpunkt $t+\tau$ prognostiziert. τ ist hier die Zeitperiode, für welche die Prognose zusammengestellt ist. Die zu prognostizierende Wassermenge ist eine Funktion der Endzahl

der Argumente:

$$Q_{t+\tau} = F(t, q_{1t}, q_{1t-1}, \dots, q_{1t-i}, q_{2t}, q_{2t-1}, \dots, q_{2t-j}, q_{nt}, q_{nt-1}, \dots, q_{nt-\epsilon}) \quad (1)$$

Die Funktion F wird im Ergebnis der statistischen Bearbeitung von Wassermengen $q_{1t}, q_{1t-1},$

$q_{1t-2}, \dots, q_{1t-i}, \dots, q_{nt}, q_{nt-1}, q_{nt-2}, \dots, q_{nt-\epsilon}$ bestimmt. Da die Zusammenstellung einer absolut genauen Vorhersage unmöglich ist, wird der Operator F gesucht, welcher einen mittelquadratischen Minimalfehler garantiert.

$$M|Q_{t+\tau} - F|^2 = \min \quad (2)$$

Als die Klasse solcher Operatoren ist die Klasse multidimensionaler Polynom-Operatoren gewählt. Für die Vereinfachung der Bestimmung (2) wird die Methode der Minimisation der Kompliziertheit der Aufgabenlösung (2) für verschiedene Operatoranklassen ausgenutzt.

Diese Methode wurde bei der Vorhersage der Wassermenge der Flüsse des Gorkowski-Stausees angewandt.

S u m m a r y

The water discharge at the outlet of a watershed at the moment of time $t+\tau$, where τ is period of forecast, is predicted by water discharges in small rivers $q_1, q_2, \dots, q_n$. Predicted discharges is a certain function of a limited number of arguments:

$$Q_{t+\tau} = F(t, q_{1t}, q_{1t-1}, \dots, q_{1t-i}, q_{2t}, q_{2t-1}, \dots,$$

$$q_{2t-3}, q_{nt}, q_{nt-1}, \dots, q_{nt-i}) \quad (1)$$

Function F is determined by means of statistical processing of discharges $q_{1t}, q_{1t-1}, q_{1t-2}, \dots, q_{1t-1}, \dots, q_{nt}, q_{nt-1}, q_{nt-2}, \dots, q_{nt-1}, q_{nt}$.

Since it is impossible to issue an absolutely precise forecast, operator F producing minimum mean-square error of the forecast

За последние годы широкое развитие приобретает метод прогноза расходов воды в замыкающем створе речной системы, основанный на использовании данных о расходах воды, измеренных на притоках и на основной реке. Заблаговременность такого прогноза обуславливается продолжительностью добегания воды от исходных створов до замыкающего створа. Разработаны различные пути реализации прогноза на основе информации о расходах воды малых рек. В общем эти пути можно разделить на две основные группы, для которых характерно: применение частных или же обобщенных функций влияния [3, 5] и применение множественного регрессионного анализа, с помощью которого устанавливается многофакторная корреляционная связь между фиксируемыми в какие-то моменты времени расходами бассейнов-индикаторов и стоком, сформировавшимся спустя некоторое время в замыкающем створе. Способ линейной множественной корреляции при современных средствах вычислительной техники мог бы найти практическое применение в службе гидрологических прогнозов. Однако, с одной стороны, неравномерность орошения бассейна, а следовательно, изменчивость водности, фиксируемой в створе каждого исходного (малого) бассейна, и, с другой стороны, известная связь и взаимозависимость между предикторами - обуславливают неустойчивость коэффициентов регрессии и проверка метода множественного регрессионного анализа на независимой выборке показывает отсутствие гарантии от серьезных погрешностей прогноза, особенно в периоды паводков [7].

Ниже предлагается новый подход к решению задачи краткосрочного прогноза расходов воды в замыкающем створе бассейна по стоку малых рек.

Рассмотрим некоторый условный бассейн, изображенный на рис.1.

В дискретные моменты времени t имеем некоторые параметры (расходы воды) q в створах $A_1, A_2, \dots, A_n$, расположенных как на главной реке, так и на ее притоках.

$$M|Q_{t+\tau} - F|^2 = \min \quad (2)$$

is determined.

The class of polynomial multivariate operator is chosen to solve this purpose. To simplify the selection (2) the method of minimization of complexity in solving task (2) is used in application to different classes of operators.

This method has been applied in the river discharges forecasting for the Gorky Watershed.

Зная параметры $q_{1t}, q_{2t}, \dots, q_{nt}$ в соответствующих створах $A_1, A_2, \dots, A_n$, требуется определить значение параметра (расхода воды) $Q_{t+\tau}$ в замыкающем створе бассейна B в момент времени t для расчета и в момент времени $t+\tau$ для прогноза.

В такой постановке эта задача аналогична задаче определения оператора динамической системы, на вход которой действуют сигналы $q_{1t}, q_{2t}, \dots, q_{nt}$ (расходы в створах $A_1, A_2, \dots, A_n$), а на выходе наблюдается сигнал $Q_{t+\tau}$ (расход в створе B), где τ - заблаговременность прогноза.

В общем случае этот прогноз будет функцией расходов воды, определенных в створах $A_1, A_2, \dots, A_n$ в момент времени t и в моменты, предшествующие t , то есть $(t-1), (t-2), \dots, (t-i)$. Так как значения параметров, относящиеся к периоду времени, отдаленному на величину, превышающую значение, устанавливаемое для каждой речной системы, не сказываются на прогнозе, i будет конечным числом, а прогноз будет выражаться некоторой функцией конечного числа аргументов.

$$Q_{t+\tau} = F(t, q_{1t}^{\varphi_1}, q_{1t-1}^{\varphi_1}, \dots, q_{1t-i}^{\varphi_1}, q_{2t}^{\varphi_2}, q_{2t-1}^{\varphi_2}, \dots, q_{2t-3}^{\varphi_2}, \dots, q_{nt}^{\varphi_n}, q_{nt-1}^{\varphi_n}, \dots, q_{nt-i}^{\varphi_n}) \quad (I)$$

где $t, t-1, \dots, t-i, t-3, t-5$ - текущие параметры, характеризующие запаздывание распространения возмущений от створов $A_1, A_2, \dots, A_n$ до створа B ; $\varphi_1, \varphi_2, \dots, \varphi_n$ - параметры, характеризующие объем учитываемой информации.

Из (I) видно, что функция F будет зависеть от t , то есть прогноз будет нестационарным. Эта нестационарность обусловлена изменением во времени интенсивности снеготаяния, водоотдачи снежного покрова, потерь тающей воды и т.п., т.е. теми же факторами, которые обуславливают неустойчивость решения задачи вышеупомянутым методом линейной множественной

корреляции. Задача заключается в определении функции F в результате статистической обработки расходов $q_{1t}, q_{2t}, \dots, q_{nt}, Q_t$.

Поскольку составление абсолютно точного прогноза невозможно, будем искать оператор (функцию), дающий минимальную среднеквадратичную ошибку прогноза

$$M|Q_{t+\tau} - F|^2 = \min. \quad (2)$$

Для того, чтобы задача стала вполне определенной, необходимо указать класс операторов, на котором ищется минимум (2).

В качестве такого класса выберем класс полиномиальных многомерных операторов вида

$$Q_{t+\tau} = \sum_{k_1, i_1} C_{k_1, i_1}^1(t) q_{P_{k_1, i_1}}^{k_1} + \sum_{k_1, k_2, i_1, i_2} C_{k_1, k_2, i_1, i_2}^{k_1, k_2}(t) q_{P_{k_1, i_1}}^{k_1} q_{P_{k_2, i_2}}^{k_2} + \dots + \sum_{k_1, \dots, k_m, i_1, \dots, i_m} C_{k_1, \dots, k_m, i_1, \dots, i_m}^{k_1, \dots, k_m}(t) q_{P_{k_1, i_1}}^{k_1} \dots q_{P_{k_m, i_m}}^{k_m}, \quad (3)$$

где индексы $k_1, k_2, \dots, k_m$ - меняются в пределах от 1 до λ , индексы $i_1, i_2, \dots, i_m$ - соответственно в пределах от 0 до $n_1, n_2, \dots, n_m$. Текущие параметры $P_1 = t - \eta_1, P_2 = t - \eta_2, \dots, P_x = t - \eta_x$ введены для упрощения записи, а параметр m определяет степень нелинейности. При $m = 1$ получим класс линейных многомерных операторов

$$\hat{Q}_{t+\tau} = \sum_{k_t} \sum_{i_t} C_{k_t, i_t}^k(t) q_{P_{k_t, i_t}}^k \quad (4)$$

При $\eta = 1$ будем иметь класс одномерных нелинейных операторов

$$\hat{Q}_{t+\tau} = \sum_i C_i(t) q_{P-i} + \sum_{i_1, i_2} C_{i_1, i_2}(t) q_{P-i_1} q_{P-i_2} + \dots + \sum_{i_1, \dots, i_m} C_{i_1, \dots, i_m}(t) q_{P-i_1} \dots q_{P-i_m}. \quad (5)$$

Для упрощения дальнейшего изложения допустим, что для прогноза нет необходимости учитывать время добегания от каждого створа в отдельности и что объем учитываемой информации в каждой точке одинаков, то есть $\eta_1 = \eta_2 = \dots = \eta_x = 0$ и $\varphi_1 = \varphi_2 = \dots = \varphi_m = 0$. (Это допущение принималось при составлении конкретных программ для прогноза). Кроме того на первом этапе исследований будем предполагать стационарность оператора, поскольку в некоторых случаях стационарные операторы позволяют получить вполне удовлетворительные результаты. При указанных допущениях рассмотрим следующие стационарные классы операторов:

$$\hat{Q}_{t+\tau} = \sum_{k_t} \sum_{i_t} C_{k_t, i_t}^k q_{t-i_t} + \sum_{k_1, k_2, i_1, i_2} C_{k_1, k_2, i_1, i_2}^{k_1, k_2} q_{t-i_1} q_{t-i_2} + \dots + \sum_{k_1, \dots, k_m, i_1, \dots, i_m} C_{k_1, \dots, k_m, i_1, \dots, i_m}^{k_1, \dots, k_m} q_{t-i_1} \dots q_{t-i_m}. \quad (6)$$

$$\hat{Q}_{t+\tau} = \sum_k \sum_i C_{k, i}^k q_{t-i}^k. \quad (7)$$

$$\hat{Q}_{t+\tau} = \sum_i C_i q_{t-i} + \sum_{i_1, i_2} C_{i_1, i_2} q_{t-i_1} q_{t-i_2} + \dots + \sum_{i_1, \dots, i_m} C_{i_1, \dots, i_m} q_{t-i_1} \dots q_{t-i_m}. \quad (8)$$

Решение задачи (2) на классах (6), (7), (8) сводится, очевидно, к определению регрессии случайной величины $Q_{t+\tau}$ на систему случайных величин $q_{t-i}^k, q_{t-i_1}^{k_1}, q_{t-i_2}^{k_2}, \dots, q_{t-i_m}^{k_m}$ в случае класса (6); на систему q_{t-i}^k в случае класса (7) и на систему $q_{t-i}, q_{t-i_1}, q_{t-i_2}, \dots, q_{t-i_m}$ в случае класса (8). Незвестные коэффициенты $C_{i_1, i_2}^{k_1, k_2}, \dots, C_{i_1, \dots, i_m}^{k_1, \dots, k_m}$ для класса (6), C_i^k для класса (7) и $C_i, C_{i_1, i_2}, \dots, C_{i_1, \dots, i_m}$ для класса (8) определяются решением систем нормальных уравнений, составляемых традиционным образом [1]. Однако препятствием для такого способа определения операторов является чрезвычайная сложность решения задачи (2), выражающаяся, в частности, в большой размерности получаемых систем нормальных уравнений.

В.Л.Ленским на основе принципов сложности [2], [8] были разработаны методы минимизации сложности решения задачи (2) на классах (6), (7), (8) [2], [4]. Сущность этих методов заключается в сужении класса операторов путем уменьшения размерности пространства случайных величин. Для этого использовались три метода. Первый метод группирования заключается в замене класса (7) классом вида

$$\hat{Q}_{t+\tau} = \sum_k \sum_i h_i^k z_{t-i, \tau}. \quad (9)$$

где

$$z_{t-i, \tau} = q_{t-i, \tau} + q_{t-[i, \tau+1]} + \dots + q_{t-[(i+1)\tau-1]}. \quad (10)$$

τ - параметр группирования, показывающий сколько слагаемых содержится в группе (10). Второй, теоретико-числовой метод, заключается в замене классом вида

$$\hat{Q}_{t+\tau} = \sum_{i=0}^{n-1} h_i^1 q_{t-i} + \sum_{i=0}^{n-1} h_i^2 q_{t-a_1 i \pmod{n}} q_{t-a_2 i \pmod{n}} + \dots + \sum_{i=0}^{n-1} h_i^m q_{t-a_1 i \pmod{n}} \dots q_{t-a_m i \pmod{n}}. \quad (11)$$

В работе [4] показано, что точность операторов минимизированных классов (9) и (11) остается практически такой же, как и для полных классов (7), (8).

Минимизация класса (6) осуществляется комбинацией методов группирования и теоретико-числового метода. Эта комбинация осуществляется в два этапа. На первом ищется многомерный оператор $\hat{W}_{t+\tau}$ такой, что

$$M|Q_{t+\tau} - \hat{W}_{t+\tau}|^2 = \min, \quad (12)$$

где $\hat{W}_{t+\tau}$ принадлежит классу операторов (9). На втором этапе ищется одномерная нелинейная оценка $\hat{Q}_{t+\tau}$, соответствующая условно

$$M|Q_{t+\tau} - \hat{Q}_{t+\tau}|^2 = \min, \quad (13)$$

где $\hat{Q}_{t+\tau}$ принадлежит классу операторов (II). Структура результирующего оператора показана на рис.2.

Преимуществом предлагаемой методики перед применявшимся ранее регрессионным анализом является исключение взаимосвязи между предикторами, учет нелинейных факторов m , обуславливающих правильное определение Q_t и учет информации, непосредственно предшествующей моменту составлению прогноза.

Методы минимизации сложности были применены к задаче расчета и прогноза расходов воды в замыкающем створе бассейна реки Унка. На рис.3 изображена схема бассейна р.Унки до г.Макарьева. Река Нейя непосредственно не впадает в Унку. Она взята в качестве индикатора бокового притока с правобережья бассейна. Для расчетов по реке Унке использовались данные о расходах воды половодья за 9 лет с 1957 по 1966 гг.

В настоящей работе не ставилась специально задача определения достаточности статистики (объема выборки, длины реализации) для получения устойчивых коэффициентов аппроксимирующего фильтра - модели. Но все же была сделана попытка использовать при расчете модели различную длину ряда (объем статистики) за 3, 6 и 8 лет и оценить надежность полученных коэффициентов на независимой выборке.

Достаточность статистики, т.е. длина реализации определялась эмпирически. Производились расчеты при различной длине реализации и сопоставлялись ошибки, как собственно модели, так и устойчивости ее на независимой реализации.

По статистическим данным за половодья 1961-1963 гг., 1964-1966 гг. и 1960-1966 гг. были определены три модели. Ошибки расчета соответственно 5 %, 2 % и 3,6 %. Причем, эти модели рассчитывались без учета времени добегания от входных створов до замыкающего; все расходы Q_1 , Q_2 , Q_3 и Q были взяты на момент времени t . На рис.4 произведено сопоставление фактических расходов и модели ($\tau = 0$) по р.Унке в створе г.Мантурово за 1961-1966 гг. Лучшее совпадение фактических и рассчитанных расходов получено для реализации 1964-1966 гг., что видимо объясняется значительным подобием гидрографов 1964 и 1965 гг. Ошибка расчета по реализации в шесть лет 1961-1966 гг. больше, чем для 1964-1966, но меньше чем для 1961-1963 гг. По своей форме гидрографы, рассчитанные по шестилетней реализации, в 4-х случаях ближе к фактическим, чем по трехлетним реализациям.

Проверка на независимость реализации 1957-1959 гг. дала следующие результаты (табл.1).

Таблица 1

Период реализации	Средние ошибки расчета в %		
	1957	1958	1959
1961 - 1963	3,89	2,8	5,0
1964 - 1966	3,8	2,5	4,9
1961 - 1966	3,32	1,7	4,4
1958 - 1966	2,48	1,6	3,8

Меньшие ошибки получены при расчетах по модели, определенной по шестилетней реализации. Для этой же модели имеет место лучшее совпадение рассчитанных и фактических расходов.

Кроме того, дополнительно была определена модель для восьмилетней выборки 1958-1966, по которой затем был рассчитан 1957 г. Ошибка уменьшилась и составила 2,48 % (табл.1). Во всех рассмотренных случаях память аппроксимирующего фильтра (расходы за предшествующие сутки) φ принималась равной 6, а степень нелинейности $m - 2$.

Для приближения к фактическим условиям перемещения волны половодья в русле была получена новая модель, учитывающая неодновременность добегания воды от входных створов до замыкающего (от Шартанова на Виге 5 суток, от Загатина на Меже 1 сутки и Суршина на Нельше 2 суток). Для восьмилетней реализации (1958-1966 гг.) ошибка расчета равна 2,4 %.

Следующим и более важным для практического использования этапом явился расчет модели с предсказанием, т.е. модели, дающей возможность рассчитывать расход воды с той или иной заблаговременностью τ . Были определены две модели для заблаговременности 2 и 5 суток.

Модели с предсказанием были получены по той же исходной информации о расходах половодья за 1961-1966 гг. Годы 1957, 1958 и 1959 были взяты как проверочные. Для шестилетней реализации ошибки соответственно равны: для заблаговременности 2 суток - 3,13 %, для заблаговременности 5 суток - 4,99 %. Результаты расчетов по этим моделям, для проверочных лет приведены на рис.5 и в табл.2.

Таблица 2

Годы	$\tau = 2$ суток	$\tau = 5$ суток
1957	2,3	7,49
1958	1,27	2,71
1959	5,05	12,8

Для заблаговременности 2 суток результаты хорошие, для 5 суток - удовлетворительные.

Л и т е р а т у р а

1. Линник Ю.Б. Метод наименьших квадратов и основы теории обработки наблюдений. Физмат. гиз., 1962.
2. Ленский В.Л. Сложность и избыточность в задачах синтеза информационных и управляющих систем. IV Симпозиум по проблеме избыточности в информационных системах. Доклады, II часть, Ленинград, 1970.
3. Калинин Г.П., Милуков П.И. Приближенный расчет неустановившегося движения водных масс. Труды ЦИП, вып.66, 1958.
4. Колотов Ю.Н., Ленский В.Л., Стальной А.Я., Христесашвили В.В. Идентификация нелинейных систем непрерывности операторами. Вопросы промышленной кибернетики (труды ЦНИКА № I (22), 1969).
5. Кучмент Л.С., Нечаева Н.С. Расчет гидрографов стока на крупных речных системах. Труды ГИЦ, вып.2, 1967.
6. Нечаева Н.С. Применение статистических методов к прогнозу расходов воды с помощью электронных вычислительных машин. Труды ЦИП, вып.141, 1965.
7. Нечаева Н.С. Пример сравнения двух приближенных методов прогноза ежедневных расходов и уровней воды. Труды ГИЦ, вып.37, 1969.
8. Солодовников В.В., Ленский В.Л. Синтез систем управления минимизации сложности. Изв. АН СССР, Техническая кибернетика, № 2, 1966.

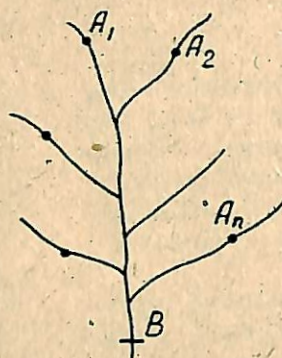


Рис. 1

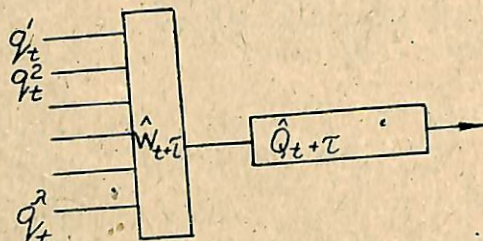


Рис. 2

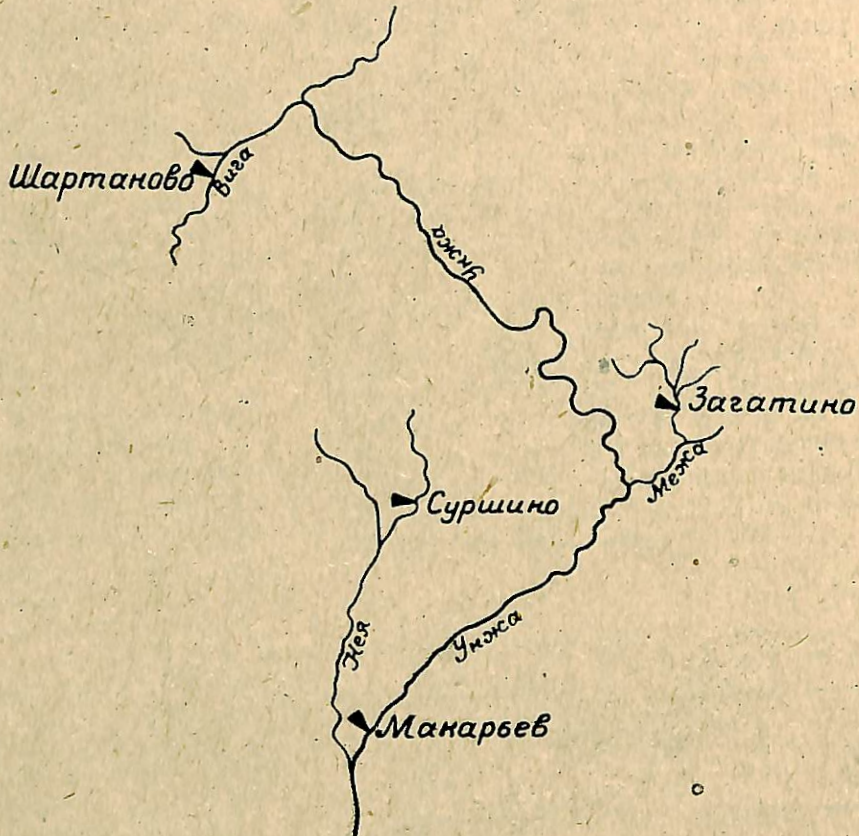


Рис. 3

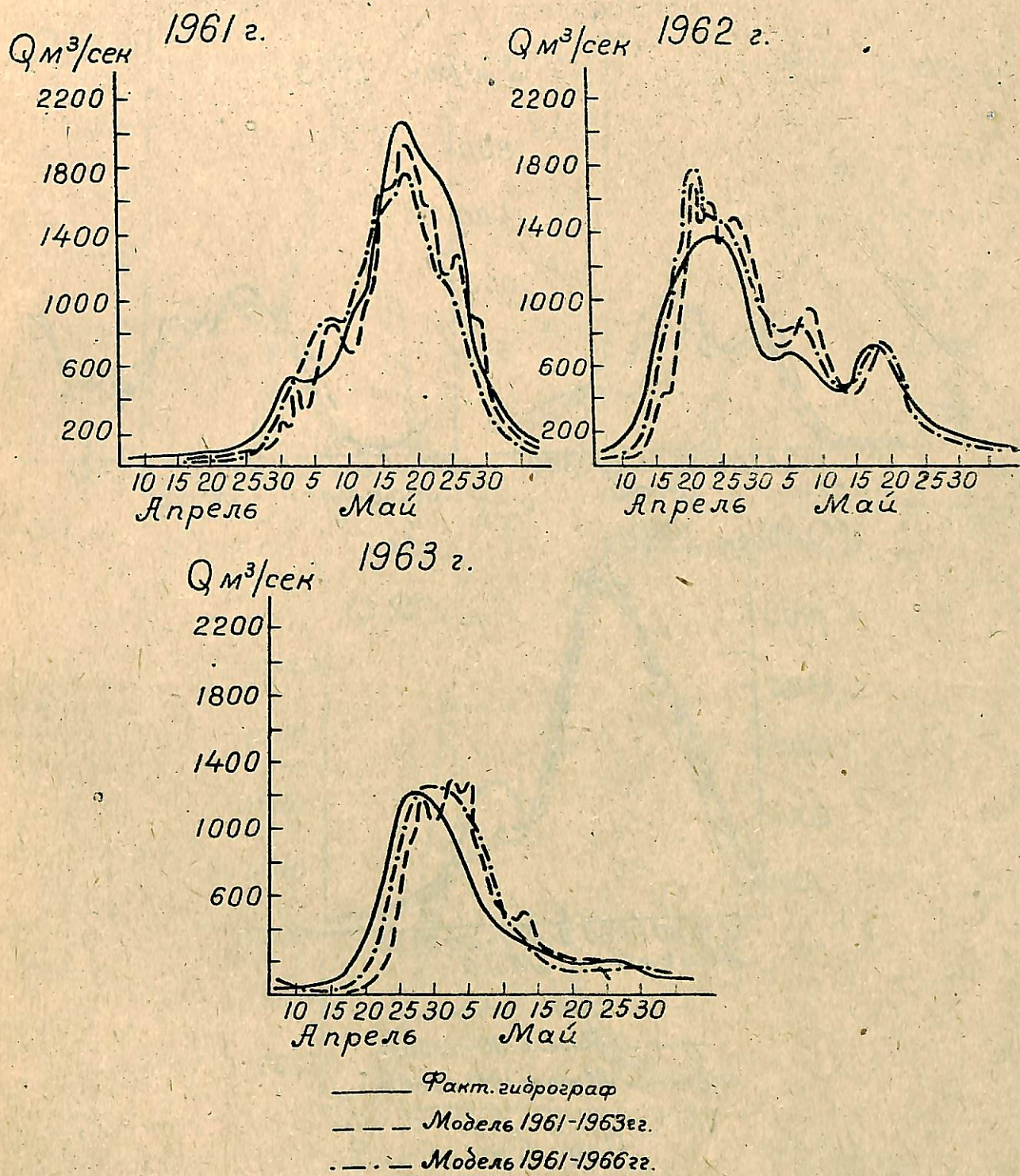
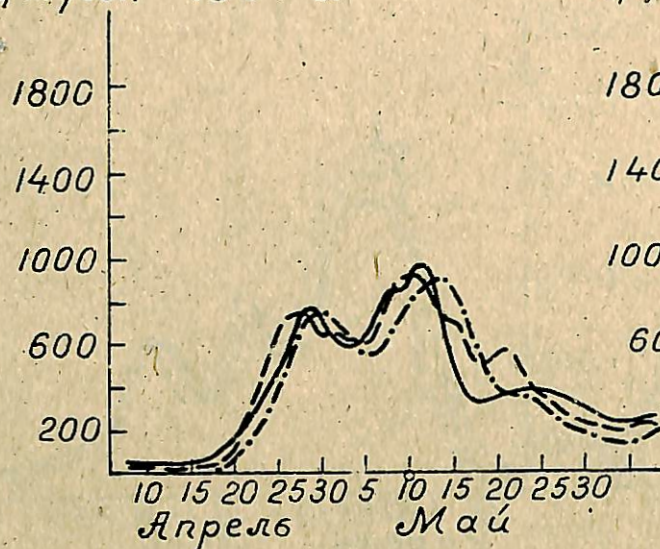
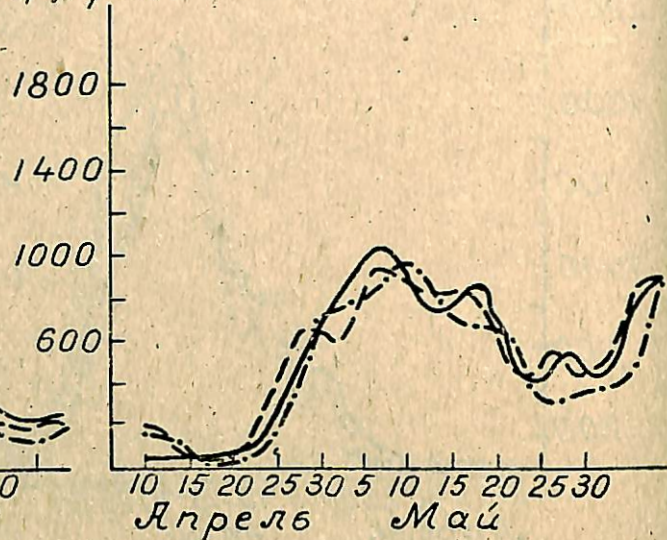


Рис. 4 а

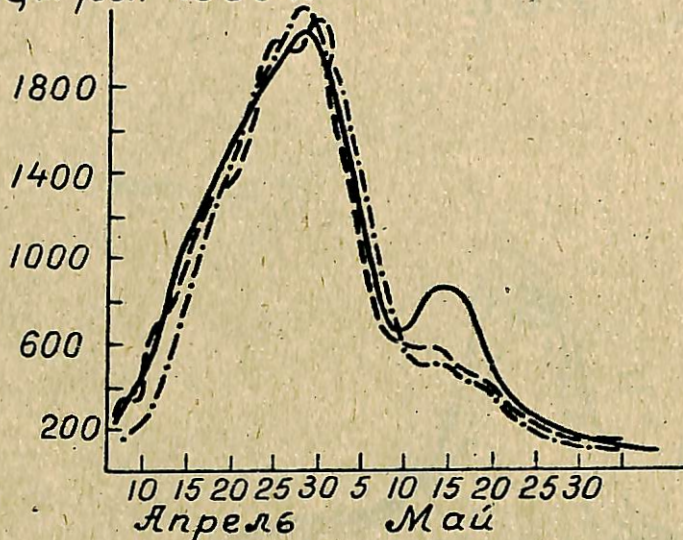
$Q \text{ м}^3/\text{сек}$ 1964 г.



$Q \text{ м}^3/\text{сек}$ 1965 г.



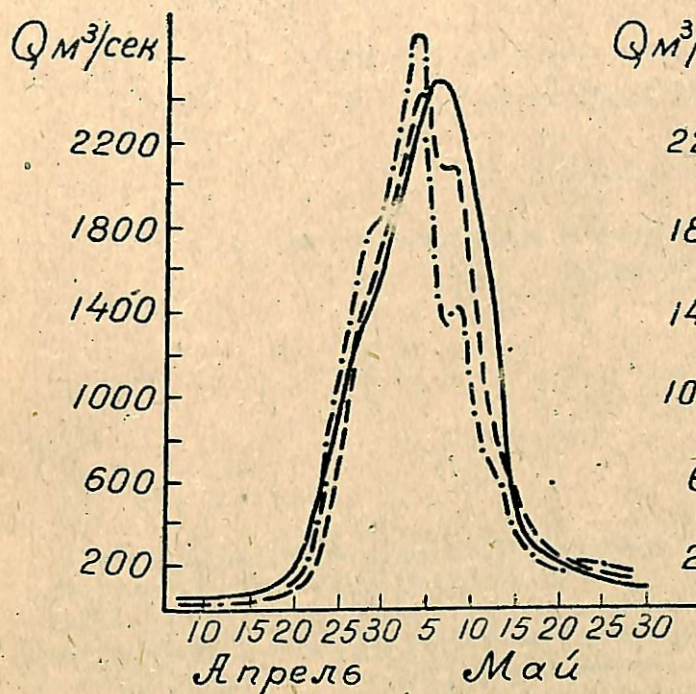
$Q \text{ м}^3/\text{сек}$ 1966 г.



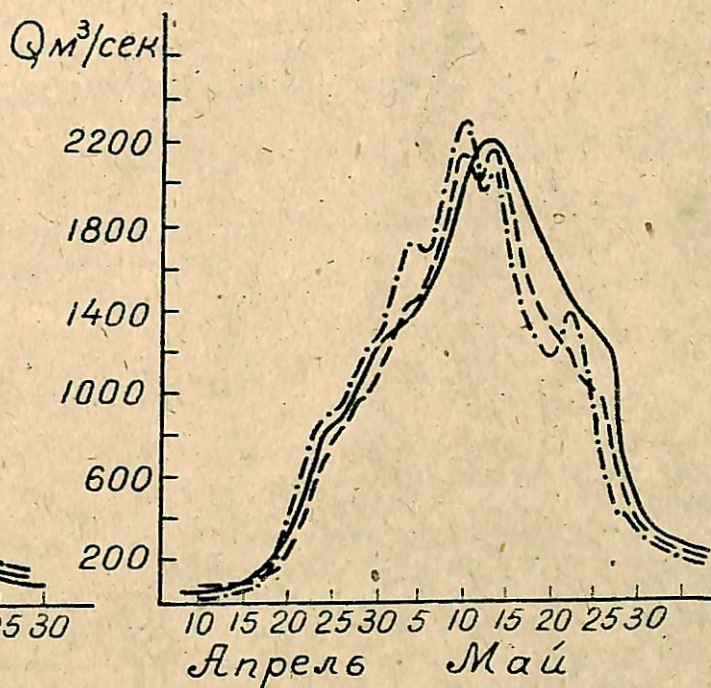
- Факт. гидрограф
- - - Модель 1964-1966 гг.
- . - - Модель 1961-1966 гг.

Рис. 4б

1957 г.



1958 г.



1959 г.

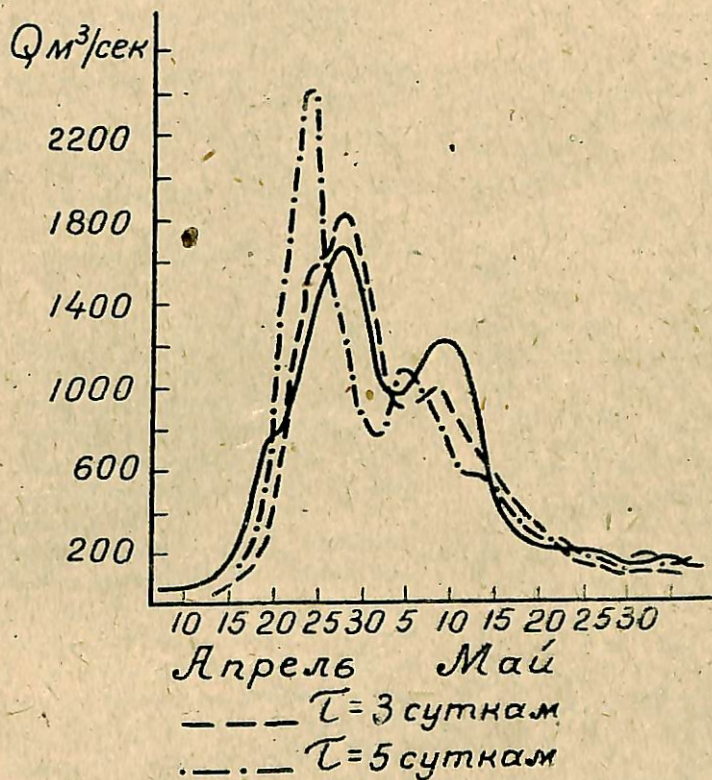


Рис. 5

ПРОГНОЗЫ РАСХОДОВ ВОДЫ В ПЕРИОД СПАДА ПОЛОВОДЬЯ ПРИ ПОМОЩИ МНОГОКРАТНОЙ ЛИНЕЙНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

М.БАЛЦО, Й.СТАНОВСКИ

Институт гидрологии и гидравлики Словацкой Академии Наук,
Братислава, ЧССР

Р е з ю м е

В статье рассмотрены результаты прогнозирования расходов воды в период спада половодья при помощи многократной линейной корреляции. Расходы периода спада рассматриваются как функция исходного расхода, видовой характеристики гидрографа и предшествующей влагонасыщенности бассейна.

За исходный принимается расход, наблюдавшийся вскоре после максимума половодья (k_{v,t_n}). Видовые характеристики представляют собой индекс формы кривой подъема (J_{pn}) и величину того объема гидрографа стока, расходы которого превышают исходный расход воды (W_{k,v,t_n}). Параметром предшествующей влагонасыщенности бассейна служит расход воды перед началом подъема половодья (k_z).

Расчеты ведутся в относительных значениях расходов.

Зависимость для определения расходов в период спада имеет вид:

$$k_t = f(k_{v,t_n}, k_z, J_{pn}, W_{k,v,t_n})$$

Для анализа расходов спада разработана система, состоящая из 60 уравнений, которая позволяет предвычислять расходы воды для 15 равных произвольно назначенных интервалов времени на спаде половодья по пяти исходным расходам воды.

Для практического применения выбраны уравнения, обозначенные в статье номерами (4)–(8). Целая система прогностических уравнений и критериев характеристик их точности изображена на рис.2–7. Эти уравнения отвечают критериям точности, принятым в практике гидрологических прогнозов. Точность уравнений характеризуется коэффициентами линейной корреляции R_n , численные значения которых изменяются в пределах 0,872–0,996, и эффективности метода E , значения которой составляют 0,090–0,490.

Предлагаемый метод можно применять для любой реки и любого створа на ней. Хорошие результаты можно ожидать для гидрографов с ненарушенным спадом. Произвольная величина интервалов времени и возможность выбора исходного расхода позволяют составлять прогнозы для длительного периода ненарушаемого спада.

S u m m a r y

The paper describes the results obtained by evaluation of the discharge forecasts for the falling limb of hydrograph by using a multiple linear correlation. The discharges during the falling limb are expressed in dependence of the forecast of the starting discharge, the shape characteristics of the hydrograph and the previous saturation of the catchment area. As starting discharges the discharges soon after the culminating discharge were considered $/k_{v,t_n}/$. The shape characteristics were given by the index of the rising limb of hydrograph $/J_{pn}/$ and by the volume of the hydrograph over the corresponding value of the starting discharge $/W_{k,v,t_n}/$. As a parameter of the previous saturation of the catchment the basic discharge in the too of the rising limb of hydrograph $/k_z/$ has been taken. See figure number 1. The solution is made for relative values of discharges.

The dependence in determining the discharges during on arbitrary time interval of the falling limb of hydrograph $/k_t/$ is expressed as

$$k_t = f / k_{v,t_n}, k_z, J_{pn}, W_{k,v,t_n} /$$

For the purpose of the forecast of discharges a set of 60 equations has been designed on the basis of which the discharges from 5 starting discharges

$/k_1, \dots, k_5/$ can be forecasted for 15 arbitrarily chosen time units in each variation with time.

For practical use the equations [4] to [8] have been chosen. The whole set of the forecast equations and the accuracy criterions can be seen in Fig. 2 to 7.

The designed equations are in conformity with the criterions of accuracy used generally in hydrologic forecasts. The accuracy of the derived de-

pendences is characterized by the guaranteed coefficient of correlation $R_n = 0,872 - 0,996$ and by the effectiveness of the method $E = 0,090 - 0,490$.

The submitted method is applicable on any arbitrary river or hydrograph and good results may be obtained in the case of nonfaulty hydrograph. The possibility to choose the time unit of any length and the starting discharge enables to forecast discharges during the non-faulty falling limb of hydrograph of any arbitrary time interval.

Z u s a m m e n f a s s u n g

In diesem Artikel werden die Ergebnisse der Vorhersage von Abflüssen im Zeitabschnitt des Hochwasserabfalls unter Zuhilfenahme der multiplen linearen Korrelation behandelt. Die Abflüsse im Zeitabschnitt des Abfalls werden als Funktion des Anfangsabflusses, der Artcharakteristik der Ganglinie und der vorangegangenen Feuchtigkeitssättigung des Einzugsgebietes betrachtet.

Als Ausgangsabfluß wird der gleich nach dem höchsten Hochwasser ($K_{v,tn}$) beobachtete Abfluß angenommen. Die Artcharakteristiken stellen den Index in der Form einer ansteigenden Kurve (I_{pn}) und den Wert des Volumens der Abflußganglinie dar, dessen Größe den Ausgangsabfluß ($W_{k,v,tn}$) übersteigt. Als Parameter der vorhergegangenen Feuchtigkeitssättigung des Einzugsgebietes dient der Abfluß vor Beginn des Hochwasseranstieges (K_z).

Die Berechnungen erfolgen in relativen Werten der Abflüsse.

Die Abhängigkeit für die Bestimmung der Abflüsse während des Abfalls sieht wie folgt aus:

$$K_t = f(K_{v,tn}, K_z, I_{pn}, W_{k,v,tn}).$$

Für die Analyse der Vorhersage der fallenden Abflüsse wurde ein aus 60 Gleichungen bestehendes

System ausgearbeitet, welches eine Vorausberechnung von Abflußmengen für 15 gleiche, nach Belieben bestimmte, Zeitabstände auf der fallenden Hochwasserwelle zu je fünf Ausgangsabflüssen gestattet.

Für die praktische Anwendung sind die im Artikel mit den Zahlen (4)-(8) bezeichneten Gleichungen ausgesucht worden. Das ganze System von Vorhersagegleichungen und Kriterien der Charakteristiken ihrer Genauigkeit ist in Abb. 2-7 veranschaulicht. Diese Gleichungen entsprechen den in der Praxis hydrologischer Vorhersagen üblichen Genauigkeitskriterien. Die Genauigkeit der Gleichungen wird von den Koeffizienten der linearen Korrelation R_n charakterisiert, deren absolute Werte eine Änderung im Bereich 0,872 - 0,996 erfahren, und dem Wirkungsgrad der Methode E, dessen Werte 0,090 - 0,490 betragen.

Die vorgeschlagene Methode ist für jeden Fluß und für jede Sperrenstelle im Fluß anwendbar. Gute Ergebnisse sind für Ganglinien mit unbeeinflusstem Abfall zu erwarten. Die beliebige Größe der Zeitabstände und die Möglichkeit der Auswahl der Ausgangsabflüsse gestatten die Erstellung von Vorhersagen für einen längeren Zeitabschnitt des unbeeinflussten Abfalles der Hochwasserganglinie.

Расход воды Y_t в любой момент t периода спада половодья можно выразить зависимостью:

$$Y_t = f(X_{1,v,t_n}, X_2, X_3, X_{4,w,v,t_n}), \quad (I)$$

где X_{1,v,t_n} - исходный расход в n -тую единицу времени после максимума половодья;
 X_2 - основной расход (расход перед началом половодья);
 X_3 - индекс формы кривой подъема;
 X_{4,w,v,t_n} - величина объема верхней части гидрографа стока, расходы которой превышают величину исходного расхода в n -тую единицу времени после максимума половодья.

Основные параметры зависимости показаны на рис. I.

Параметр X_{1,v,t_n} характеризует величину водных запасов бассейна, которые будут расходоваться в течение периода спада. Этот параметр является самой важной независимой переменной зависимости (I). Стараясь уточнить прогноз расхода периода спада, мы принимаем этот параметр в пяти вариантах, а именно $X_{1,v,t_1}, X_{1,v,t_2}, \dots, X_{1,v,t_5}$.

Параметр X_2 характеризует водонасыщенность бассейна в начале формирования гидрографа стока. Этот параметр косвенно характеризует и влияние осадков на сток.

Параметр X_3 является видовой и одновременно объемовой характеристикой ветви подъема в гидрографе. Он отражает динамику образования водных запасов бассейна. Объем стока, соответствующий ветви, подъема будет тем большим, чем больше запасы влаги в бассейне и наоборот. Величина параметра X_3 обратно пропорциональна интенсивности развития половодья.

Параметр этот можно выразить следующим образом:

$$X_3 = \frac{W_n}{(Q_k - Q_z) t_n}, \quad (2)$$

где W - объем стока за период подъема;
 Q_k - максимальный расход половодья;
 Q_z - основной расход - расход перед началом половодья;
 t_n - время от Q_z до Q_k (продолжительность подъема).

Параметр X_{4,w,v,t_n} характеризует процесс, в ходе которого уменьшается водоподача иначе говоря, он является характеристикой перехода прямого поверхностного притока в сток, образованный водными запасами в русловой сети бассейна. Практически параметр X_{4,w,v,t_n} был заменен величиной площади треугольника, образуемого абсциссой среза гидрографа на высоте исходного расхода и ординатой, равной разности между максимальным и исходным расходами.

Рассмотренная схема применена при разработке метода прогнозов гидрографа половодья, причем ординаты гидрографа выражались через отношения мгновенных расходов к максимальному. Это позволило взаимно сравнивать отдельные гидрографы и исследовать их ход в различных пунктах. Для разработки метода выбраны 102 паводочных волны, относящиеся к тринадцати бассейнам и девятнадцати водомерным постам на территории Чехии и Словакии (табл. I). Площади бассейнов находятся в пределах от 20 до 7500 км², а значения максимальных расходов - в пределах от 12,4 до 900 м³/сек.

Для того, чтобы получить одинаковое количество значений расходов на кривой спада каждой паводочной волны, для каждой из них принята своя условная единица времени. Этим было обеспечено то, что для решения задачи мы получили только так называемые ненарушенные случаи спада расходов. Расчет ограничивался пятнадцатью интервалами времени. Иначе говоря, ненарушенный период спада делился всегда на

15 одинаковых интервалов времени, в которых определялись расходы $Q_1 - Q_{15}$. Общие интервалы времени использованы также при определении остальных параметров. Расчетная зависимость для расходов периода спада паводка имеет вид

$$k_t = f(k_{v,t_n}, k_z, J_{pn}, W_{k,v,t_n}) \quad (3)$$

Величины, входящие в уравнение (3) соответствуют по смыслу величинам уравнения (I).

Так как объем основной расчетной таблицы является очень большим, в статье она не приводится.

Изменчивость расходов периода спада характеризуется величинами k_1 и k_5 . Значения k_1 колеблются от 0,946 до 0,197 при средней величине, равной 0,704; величины k_5 составляют в среднем 0,266, изменяясь от 0,683 до 0,052. Приведенные числа показывают, что исходные данные состоят из гидрографов как очень плоских, так и крутых.

Параметр k_z колеблется в пределах от 0,461 до 0,006 при средней величине, равной 0,105. Большая амплитуда его значений выражает большое разнообразие, которое может наблюдаться в предшествующей влагонасыщенности бассейна; это практически означает, что исследуемые гидрографы формировались в самых разных условиях.

Параметр J_{pn} колеблется в пределах 0,675 - 0,141 при среднем значении 0,319. Большая разница в значениях этой величины подтверждает большую шкалу изменений величины водонакопления и трансформационного действия бассейна на процесс образования стока.

Параметр W_{k,v,t_n} изменяется еще в больших пределах в зависимости от величины расчетного интервала времени и от альтернативы использования исходного расхода. Значения этого параметра колеблются в пределах 4,2-80,6 единиц площади при средней величине 26,51.

Приведенные пределы значений величин расходов и определяющих их параметров говорят о том, что основные группы исходных данных для определения расходов периода спада являются вполне репрезентативными.

Для расчета k_t в зависимости от рассмотренных параметров выведено 60 уравнений, вид которых можно схематически написать следующим образом:

$$k_2, k_3, \dots, k_{15} = f(k_{v,t_1}, k_z, J_{pn}, W_{k,v,t_1}) \quad (4)$$

$$k_3, k_4, \dots, k_{15} = f(k_{v,t_2}, k_z, J_{pn}, W_{k,v,t_2}) \quad (5)$$

$$k_4, k_5, \dots, k_{15} = f(k_{v,t_3}, k_z, J_{pn}, W_{k,v,t_3}) \quad (6)$$

$$k_5, k_6, \dots, k_{15} = f(k_{v,t_4}, k_z, J_{pn}, W_{k,v,t_4}) \quad (7)$$

$$k_6, k_7, \dots, k_{15} = f(k_{v,t_5}, k_z, J_{pn}, W_{k,v,t_5}) \quad (8)$$

Система уравнений (4)-(8) решалась множественной линейной корреляцией.

В дальнейшем мы ограничимся только иллюстрацией полученных результатов. По данной группе уравнений (4)-(8) приведем только наиболее показательный результат, т.е. покажем точность расчета расхода на 15-ой интервал времени. Кроме того приводится также графическое изображение всей системы уравнений, которое облегчает их практическое применение.

Уравнения для определения величин k_t имеют вид:

$$k_t = \alpha k_{v,t_n} + \beta k_z + \gamma J_{pn} + \delta W_{k,v,t_n} + e \quad (9)$$

В качестве параметров для определения точности выведенных зависимостей используются:

σ - среднее квадратичное отклонение от нормы (стандарт);

R_n - коэффициент многократной линейной корреляции;

S - средняя квадратичная ошибка прогноза;

W_a - сумма абсолютных ошибок;

W - сумма квадратичных ошибок;

Δ_{max} - максимальная ошибка;

K - отношение среднего квадратичной ошибки к средней величине зависимой переменной

$$K = \frac{S}{\bar{y}};$$

E - эффективность метода $E = \frac{S}{\sigma}$;

δ - допустимая ошибка прогноза $\delta = \pm 0,674$.

Константы уравнения для расчета величины k_{15} и параметры для определения их точности даны в табл.2, из которой можно видеть, что все уравнения системы отвечают критерию точности. Хорошим прогнозом мы считаем тот, при котором эффективность метода $E \leq 0,50$.

Расчетная система уравнений характеризуется пределами изменений коэффициента корреляции R_n , средней квадратичной ошибки S и эффективности метода E (табл.3).

Изменение коэффициентов регрессии уравнений (4)-(8) в зависимости от времени $t = 2, 3, \dots, 15$, отдельно для исходных расходов $k_1 - k_5$ изображено на рис.2-6. Оценка точности системы уравнений коэффициентом корреляции R_n и эффективностью метода E приводится графически на рис.7. График на рис.7 подтверждает, что все уравнения соответствуют критерию точности метода.

Рассмотренный метод мы применили для прогнозирования расходов периода спада на реке Ораве у водомерного поста Тврдошин, на реке Ваге у водомерных постов Липтовски Микулаш и Любохня, на реке Лаборец в Михаловцах и в Природной гидрологической лаборатории САН на потоке Мостеник. Площади бассейнов у приведенных пунктов колеблются от 0,12 до 2142,6 км², максимальные расходы от 2,16 до 344 м³/сек. Полученные результаты обобщены в табл.4 и изображены графически на рис.8. Эти результаты являются в среднем лучшими по сравнению с результатами, полученными ранее по методу кривых спада.

Предложенный способ прогнозирования можно применить для любой реки. Хорошие результаты следует ожидать при ненарушенных гидрографах стока паводочных волн. Свободно выбираемая величина интервала времени и возможность выбора исходного расхода прогноза позволяют составлять прогнозы расходов для периодов спада любой продолжительности.

Предложенный метод можно использовать также для разложения сложных паводочных волн на простые и для уточнения вида гидрографа стока при помощи метода геометрической схематизации.

Л и т е р а т у р а

1. Baico M., Metodika predpovede prietokov neovplyvneného vodného režimu. ÚHĽ SAV, Bratislava 1967.
2. Stanovský J., Predpovede prietokov v období výtoku viacnásobnou lineárnou koreláciou. Vodohospodársky časopis č.2, 1970, Bratislava.

Таблица 1

Основные характеристики наблюдаемых паводков

№	Река	Водомерный пост	Площадь бассейна км ²	Количество паводочных волн	Максимальный расход м ³ /сек
1	Otava	Katovice	1135,63	1	232,5
		Pisek	2854,87	1	234,0
2	Blánice	Podědvory	201,21	1	87,0
		Husinec nad nádrží	212,66	2	15,2 - 20,4
3	Kamenica	Hřensko	217,19	1	68,5
		Josefov	26,112	3	21,5 - 33,3
4	Berounka	Křivoklát	7425,7	2	515,0 - 900,0
5	Jizera	Železný Brod	792,32	2	287,0 - 378,0
6	Sázava	Zruč n/Sázav.	1417,97	1	146,0
		Poříčí n/Sáz.	4002,98	2	244,0 - 454,0
7	Ohře	Čitice	1721,30	1	366,0
8	Odra	Jasenice	403,25	1	116,0
		Ústí do Ohře	500,76	1	133,0
9	Kysuca	Čadca	484,055	1	30,5
		Kys.N.Mesto	954,989	15	43,5 - 530,0
10	Turiec	Martin	827,0	5	49,8 - 154,0
11	Laborec	Michalovce	1407,70	25	24,9 - 385,0
12	Ondava	Trepec	788,263	28	12,4 - 166,0
13	Hron	Brezno	582,078	9	16,7 - 61,0

Таблица 2

Исходные параметры и показатели точности расчета величины

k_t	k_{v,t_n}	Константы уравнения					σ	R_n	S	W_a	W	K	Δ_{max}	δ	E
		a	b	c	d	e									
k_{15}	1,0	0,2243	0,7239	-0,0620	0,0013	-0,1425	0,0904	0,8715	0,0443	3,3704	0,1907	0,4081	-0,1373	0,0609	0,490
	2,0	0,2122	0,6985	-0,0717	0,0007	-0,1047		0,8766	0,0435	3,3398	0,1837	0,4004	-0,1260		0,481
	3,0	0,2402	0,6548	-0,0714	0,0005	-0,0943		0,8856	0,0420	3,1882	0,1710	0,3864	0,1228		0,465
	4,0	0,2800	0,5964	-0,0632	0,0003	-0,0812		0,8970	0,0400	2,9843	0,1549	0,3678	0,1217		0,442
	5,0	0,3298	0,5125	-0,0500	0,0001	-0,0471		0,9103	0,0374	2,8349	0,1359	0,3445	0,0962		0,414

Таблица 3

Пределы изменения статистических характеристик

Уравнение	R_n	S	E
4	0,956 - 0,872	0,057 - 0,044	0,293 - 0,490
5	0,980 - 0,877	0,034 - 0,044	0,201 - 0,481
6	0,988 - 0,886	0,024 - 0,042	0,158 - 0,465
7	0,992 - 0,897	0,018 - 0,040	0,129 - 0,442
8	0,996 - 0,910	0,011 - 0,037	0,090 - 0,414

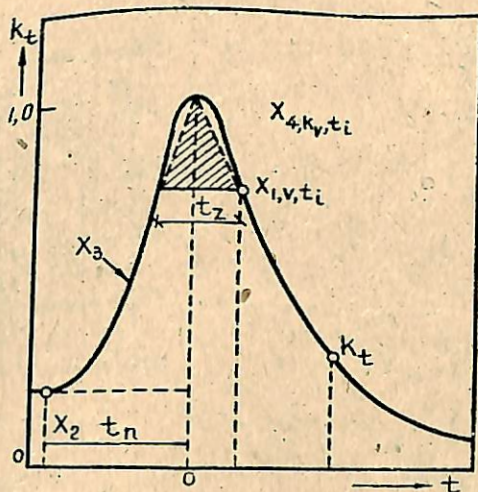


Рис. 1. Принятые параметры гидрографа стока, входящие в прогностическую зависимость.

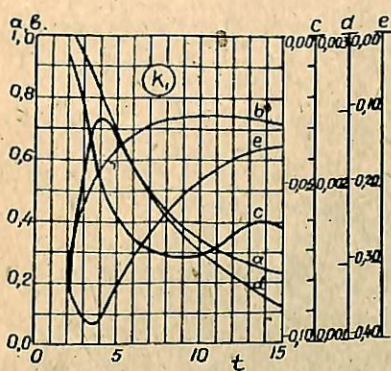


Рис. 2. Изменение коэффициентов уравнений регрессии в зависимости от значений $t = 2, 3, \dots, 15$ для исходного расхода воды K_1 .

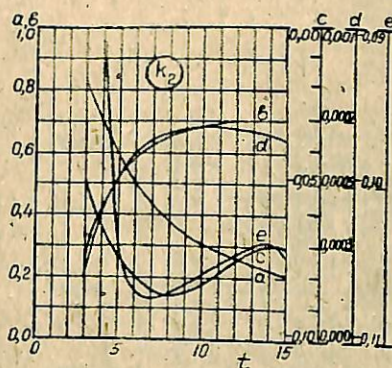


Рис. 3. Изменение коэффициентов уравнений регрессии в зависимости от значений $t = 3, 4, \dots, 15$ для исходного расхода воды K_2 .

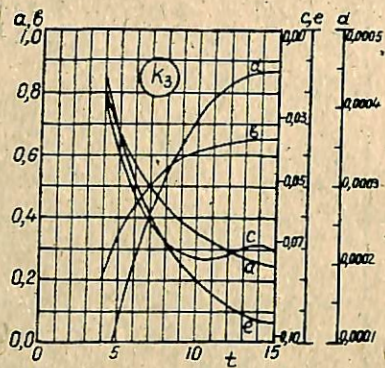


Рис.4. Изменение коэффициентов уравнений регрессии в зависимости от значений $t = 4, 5, \dots, 15$ для исходного расхода K_3 .

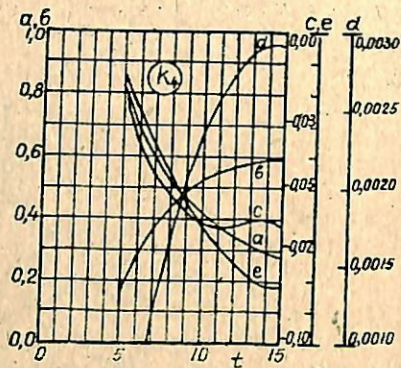


Рис.5. Изменение коэффициентов уравнений регрессии в зависимости от значений $t = 5, 6, \dots, 15$ для исходного расхода K_4 .

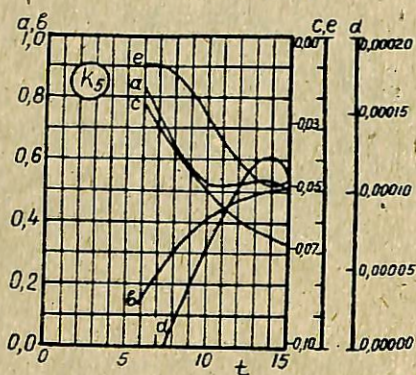


Рис.6. Изменение коэффициентов уравнений регрессии в зависимости от значений $t = 6, 7, \dots, 15$ для исходного расхода K_5 .

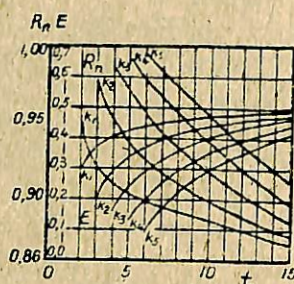


Рис.7. Зависимость коэффициентов корреляции R_n и показателей эффективности метода E от значений $t = 2, 3, \dots, 15$.

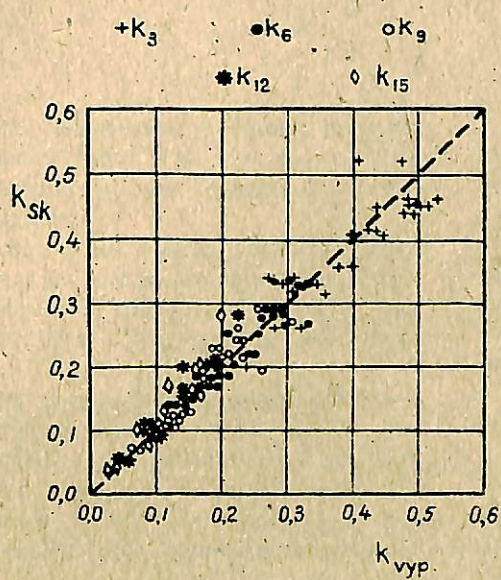


Рис.8. Связь между вычисленными и наблюдаемыми расходами воды.

ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ЛЕТНЕ-ОСЕННЕЙ МЕЖЕНИ НА РУМЫНСКОМ УЧАСТКЕ ДУНАЯ

В.ДУМИТРЕСКУ, М.ЯКОБ

Институт метеорологии и гидрологии,
Бухарест, СРР

Р е з ю м е

Продолжительность летне-осенней межени на реках определяется начальной датой и числом дней, в течение которых величина расхода удерживается ниже установленного критерия.

Продолжительность летне-осенней межени зависит от таких факторов, как максимальная величина весеннего стока, количество осадков за период весеннего спада, характер и количество летне-осенних осадков.

Ввиду отсутствия количественных прогнозов осадков разработка метода прогнозов летне-осенней межени сводится к определению уравнений, связывающих каждый из упомянутых выше двух элементов межени с максимальным расходом весеннего половодья и повторяемостью определенного типа атмосферной циркуляции в апреле-мае.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Die Dauer der Sommer-Herbst Niederwasserperiode der Flüsse wird durch das Anfangsdatum und die Anzahl der Tage bestimmt, in denen die Höhe der Abflüsse sich unter dem festgelegten Kriterium hält.

Die Dauer der Sommer-Herbst Niederwasserperiode hängt von Faktoren ab, wie maximale Höhe des Frühjahrsabflusses, Niederwassermenge während des Abfalls der Frühjahrshochwässer, Charakter und Menge der Sommer-Herbst Niederschläge.

Infolge Fehlens mengenmäßiger Vorhersagen für Niederschläge, beschränkt sich die Ausarbeitung von Methoden der Vorhersage einer Sommer - Herbst Niederwasserperiode auf die Bestimmung von Gleichungen, die jedes der oben erwähnten zwei Elemente des Niederwassers mit dem maximalen Abfluß des Frühjahrshochwassers und der Häufigkeit einer bestimmten atmosphärischen Bewegungstypen im April-Mai in Verbindung bringen.

1. Общая часть

Ход стока в течение года на румынском участке Дуная характеризуется рядом фаз, определяемых климатическими и другими естественными природными условиями территории бассейна. Из этих фаз нужно выделить период летне-осенней межени, характеризующийся значительной изменчивостью из года в год значений минимальных расходов, а также продолжительности их стояния.

Характер режима стока Дуная в период летне-осенней межени представляет большой интерес для практической деятельности речного судоходства вследствие возможного понижения уровня ниже предельного, которое приостановило бы судоходство, особенно на участках с порогами. Поэтому разумная организация судоходства в течение года не позволяет допускать застоя товарного транспорта в межени периоды, что определяет необходимость в прогнозах режима межени большой заблаговременности.

Для удовлетворения запросов практики в прогнозах летне-осенней межени должны учитываться два характерных элемента:

- значение минимального расхода за разные интервалы рассматриваемого периода (среднее за весь период межени, месяц, декаду и т.д.),
- продолжительность межени периода.

Из литературных источников известно, что исследования по данному вопросу концентрировались, главным образом, на прогнозе значения минимального расхода, в то время как на прогноз продолжительности периода межени особого внимания не обращалось.

2. Принцип метода прогноза продолжительности летне-осенней межени

В рассматриваемом нами методе прогноза учитываются основные стороны физического процесса формирования летне-осенней межени в той части бассейна Дуная, которая расположена выше территории Румынии.

Как уже было сказано, характеристиками летне-осенней межени служат значение среднего минималь-

ного расхода за рассматриваемый период и продолжительность (в днях) стояния расходов, меньших, чем заданное критическое значение.

Из анализа режима стока Дуная в течение года можно сделать вывод, что сток летне-осенней межени является результатом действия гидрометеорологических факторов, состоящих из подземной и поверхностной составляющих.

Подземная составляющая выражается стоком осенне-зимнего периода, который характеризует степень подземного питания реки в холодное время года после прекращения поверхностного стока; с другой стороны осенне-зимний сток характеризует также влияние на восстановление слоя подземной воды притока талых вод, образующихся в периоды зимних оттепелей. Осенне-зимним периодом считается интервал времени между датами минимального летнего расхода и минимального расхода воды накануне весеннего половодья.

Поверхностная составляющая выражается характеристиками весенне-летнего стока; они охватывают период от даты минимального значения стока в конце зимы до даты окончания весенне-летнего половодья. Поверхностная составляющая стока в свою очередь включает два характерных элемента - волну половодья, обусловленную таянием зимних запасов снега и дополнительные паводки, вызванные часто повторяющимися дождями и накладывающиеся на основную волну половодья.

Весенне-летнее половодье в первую очередь характеризует условия пополнения запаса подземных вод за счет притока талых вод, а также дополнительного притока воды от дождевых осадков. Таким образом величина летне-осеннего стока находится в прямой зависимости от объема весеннего стока.

Анализ физики процесса показывает, что продолжительность летне-осенней межени определяется составными частями поверхностной составляющей стока. Нужно подчеркнуть, что продолжительность межени периода определяется датой его начала и числом дней

с минимальными расходами, не представляющими установившегося критерия.

Роль поверхностной составляющей стока состоит в уменьшении или в увеличении продолжительности периода межени, так, как во-первых: начало периода межени в первую очередь зависит от значения максимального весеннего расхода, наступление которого означает снижение интенсивности притока воды, вызванного таянием снега; во-вторых, начало периода межени наблюдается раньше или позже, в зависимости от наличия дополнительных дождевых паводков, во время спада весенне-летнего половодья. Эти дополнительные паводки с точки зрения величины и продолжительности определяются в зависимости от соответствующих метеорологических факторов.

Таким образом, долгосрочный прогноз продолжительности летне-осенней межени должен составляться в зависимости от значений элементов поверхностной составляющей, характеризующих максимальным весенним расходом и дополнительными паводками в период спада весенне-летнего половодья, в появлении которых решающую роль играют дожди.

Следовательно, если бы был возможен количественный прогноз дождевых осадков, то прогноз продолжительности меженного периода мог бы быть составлен в зависимости от максимального весеннего расхода воды и осадков, выпавших в период спада весенне-летних паводков. Но мы знаем, что этот вопрос не может быть разрешен таким путем, поскольку прогноза осадков не имеем.

Попытка решения данной проблемы в настоящее время возможна только при использовании метода, основывающегося на анализе синоптических условий предшествующего периода. Метод основывается на той истине, что в образовании важных элементов гидрологического режима, в том числе в формировании стока, решающую роль играют метеорологические факторы. Последние в свою очередь определяются синоптическими условиями атмосферной циркуляции. Б.П. Мультиановский отмечает, что в макросиноптическом масштабе любое экстраполированное явление долго подготавливается до своего появления, достигает апогея и затем, в течение довольно длительного периода постепенно исчезает. Другими словами, макросиноптические процессы на обширных территориях отличаются последовательностью своего преобразования, каждый синоптический момент связан с предыдущими моментами. На основе этого можно получить практическое решение для гидрологических прогнозов, состоящее в определении зависимости гидрологических элементов, прогноз которых нужен, от макросиноптических условий предыдущего периода. Макросиноптические условия могут характеризоваться типами атмосферной циркуляции.

Учитывая вышесказанное, для определения элементов продолжительности летне-осенней межени за определяющие факторы приняты: максимальный весенний расход ($Q_{\text{макс.весен.}}$), который может служить численным показателем продолжительности спада ве-

сенне-летнего половодья, как было сказано выше; метеорологические условия за июнь и июль, количественно отражающие приток воды от дополнительных дождевых паводков и влияющие на время начала периода летне-осенней межени. Осадки июня и июля являются результатом макросиноптических процессов этих месяцев, которые, в свою очередь, зависят от синоптических условий предыдущих месяцев. Продолжительность межени отражает наличие условий засухи, определяемых также синоптическими условиями предыдущих месяцев.

В конечном итоге, проблема состоит в выявлении макросиноптических процессов предыдущего начального периода, определяющих будущие погодные условия июня и июля. Таким образом, макросиноптические предыдущие процессы, выраженные в численном виде, отражают количественный показатель вероятности развития дополнительных паводков, вызванных дождями. Этот показатель выражается повторяемостью типов атмосферной циркуляции за предыдущий период. Для той части бассейна Дуная, которая расположена до выхода реки на территорию Румынии, для характеристик продолжительности летне-осенней межени необходимо учитывать макросиноптические процессы, наблюдающиеся в апреле-мае.

Таким образом, разработка метода прогноза летне-осенней межени состоит в определении зависимости каждого из ее элементов даты начала продолжительности от максимального весеннего расхода воды и повторяемости типов атмосферной циркуляции за апрель-май.

3. Методика прогноза продолжительности летне-осенней межени на участке Дуная протекающего по территории Румынии

Вышеизложенные теоретические основы метода прогноза элементов продолжительности летне-осенней межени применялись и проверялись по данным гидрометрического створа Оршоа. Ниже будут детально рассмотрены характеристики элементов, учитываемых при разработке метода.

За дату начала периода летне-осенней межени принимался конец ветви спада волны весеннего половодья или дождевого паводка, а именно, дата, к которой значение расхода снизилось до $4.000 \text{ м}^3/\text{сек}$ и после которой не было новых паводков.

За продолжительность летне-осенней межени принимался период, в течение которого ежедневные значения расходов гидрографа были менее $4.000 \text{ м}^3/\text{сек}$. При выборе этого предельного значения расхода за критерий межени учитывался тот факт, что при расходе воды менее $4.000 \text{ м}^3/\text{сек}$, судоходство по Дунаю затруднено, особенно на участке с порогами.

Для прогноза даты начала меженного периода установлена зависимость:

$$T_{4000} = f(Q_{\text{макс.весен.}}, A_{IV,V}), \quad (I)$$

где T_{4000} - продолжительность в днях спада весенне-летних расходов до значений, равных или менее $4000 \text{ м}^3/\text{сек}$; начало спада отсчитывается от даты максимального расхода; $Q_{\text{макс.весен.}}$ - максимальный весенний расход в $\text{м}^3/\text{сек}$; $A_{IV,V}$ - повторяемость типов атмосферной циркуляции в течение апреля-мая.

Для прогноза продолжительности летне-осенней межени принята зависимость:

$$D_{<4000} = f(Q_{\text{макс.весен.}}, A_{IV,V}), \quad (2)$$

где $D_{<4000}$ - продолжительность меженного периода с расходами менее $4000 \text{ м}^3/\text{сек}$, в днях.

Для построения графических зависимостей указанных двух видов использованы данные ежедневных расходов воды за 1950-1969 гг., а также синоптические ежедневные карты за апрель-май этого же периода.

Обработка синоптических карт состояла в определении и обобщении типов атмосферной циркуляции всего бассейна Дуная до гидрометрического створа Оршова.

Типы циркуляции, учитываемые в прогностических построениях, группировались по трем основным категориям: западный тип (З), восточный (В) и южный (Ю). Кроме того в восточный тип включена циркуляция С-В, в западный тип - С-З, а в южный тип циркуляции Ю-З и Ю-В. Это сделано на том основании, что характеристики рассматриваемых подтипов тождественны по отношению к трем основным типам.

Повторяемость типов циркуляции выражается числом дней с данной циркуляцией за время с апреля по май.

В результате были получены прогностические графики, представленные на рис.1 и 2.

Анализ этих графиков приводит к некоторым выводам о влиянии весенних синоптических процессов на формирование режима летне-осенней межени:

1. Режим синоптических процессов за апрель и май оказывает определенное влияние на процессы формирования, а также на режим летне-осенней межени.

2. Влияние синоптических процессов апреля и мая на характерные элементы летне-осенней межени проявляется различно. Так, для продолжительности межени, решающим фактором является тип западной циркуляции, в то время, когда для спада весенне-летних паводков определяющим фактором является тип южной циркуляции.

Прогноз этих двух характерных элементов летне-осенней межени составляется после оформления весенне-летнего максимума расходов, но не ранее конца мая. Заблаговременность прогноза составляет 2-4 месяца.

Прогнозы, особенно для периода спада весенне-летней волны, могут быть уточнены на основе месячных прогнозов погоды.

4. Оценка качества полученного метода прогноза

Имея в виду сезонный характер рассматриваемых гидрологических элементов (ежегодно одно значение), а также относительно небольшой ряд лет непосредственных наблюдений, при определении качества метода прогноза использовались те же данные, которые вошли в его разработку. Применяемый метод оценки качества метода состоит в сравнении обеспеченности отклонений прогнозируемых значений с обеспеченностью отклонений прогнозируемого элемента от нормального значения.

В указанных целях, на основании проверочных прогнозов продолжительности летне-осенней межени, были рассчитаны для каждого года ошибки прогнозов и построены кривые обеспеченности ошибок прогнозов и отклонений от нормы фактических значений (рис.3). Из сравнения обоих графиков обеспеченности, представленных на рис.3, вытекает, что метод прогноза продолжительности летне-осенней межени имеет обеспеченность 80 % для ошибок до 10 дней и 90 % для ошибок до 27 дней.

Тот же метод применялся и для оценки прогноза продолжительности спада весенне-летних паводков, результаты представлены на рис.4. По этому графику обеспеченности прогноза в 80 % соответствует ошибка в 30 дней.

5. Выводы

Настоящая работа рассматривает довольно сложный вопрос прогнозирования с большой заблаговременностью продолжительности летне-осенней межени, который недостаточно рассматривался в специальной литературе.

Полученные результаты позволяют сделать некоторые выводы о возможности дальнейшего углубления данного вопроса.

Выявлена определенная роль макросиноптического фактора за апрель и май в формировании продолжительности летне-осенней межени. Использование этого фактора при составлении прогноза обеспечивает большую его заблаговременность.

Полученные результаты могут считаться хорошими для прогноза продолжительности межени и удовлетворительными для прогноза продолжительности спада весенне-летней волны. Нужно подчеркнуть, что прогноз этих двух элементов (дата начала и продолжительность летне-осенней межени), производится независимо друг от друга, что не приводит к возможности наложения ошибок.

Л и т е р а т у р а

1. Витель Л.А. О построении долгосрочного гидрологического прогноза на синоптической основе. Труды III Всесоюзного Гидрологического Съезда, том II, Ленинград, 1959.

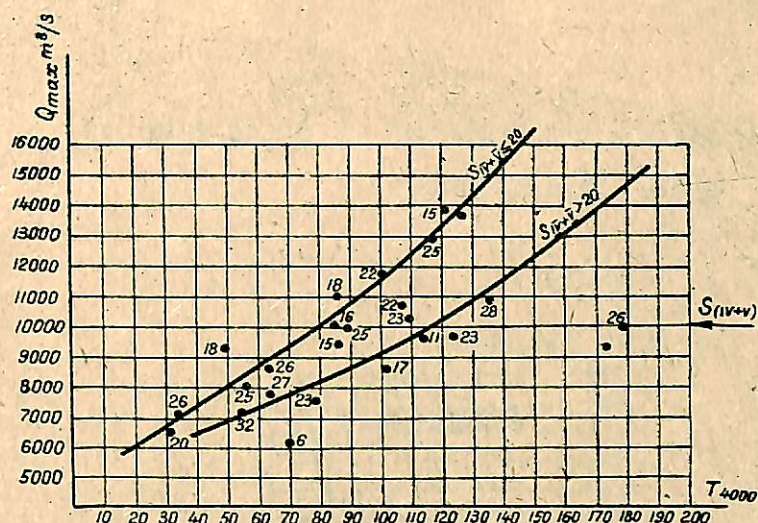


Рис.1. Зависимость продолжительности спада половодья до значений расходов воды $Q = 4000 \text{ м}^3/\text{сек}$ (T_{4000} дней) от максимальных весенних расходов (Q_{max} $\text{м}^3/\text{сек}$) и повторяемости типа атмосферной циркуляции за апрель-май ($A_{\text{IV-V}}$).

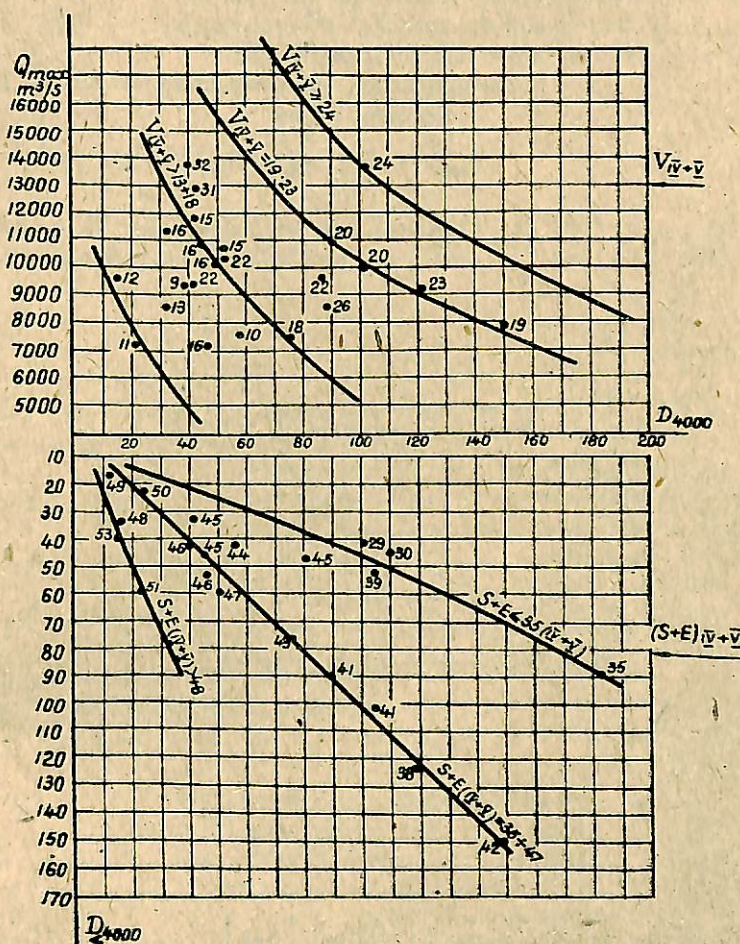


Рис.2. Зависимость продолжительности летне-осенней межени (D_{4000} дней) от максимальных весенних расходов воды (Q_{max} $\text{м}^3/\text{сек}$) и повторяемости типов атмосферной циркуляции за апрель-май ($A_{\text{IV-V}}$).

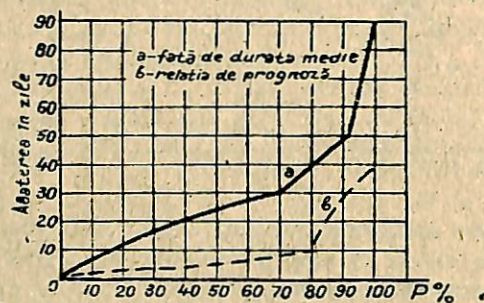


Рис.3. Кривые обеспеченности отклонений от нормы (а) и ошибок прогнозов (в) продолжительности спада половодья, составленных по зависимости

$$T_{4000} = f(Q_{max}, A_{IV-\bar{V}}) \text{ (рис. I).}$$

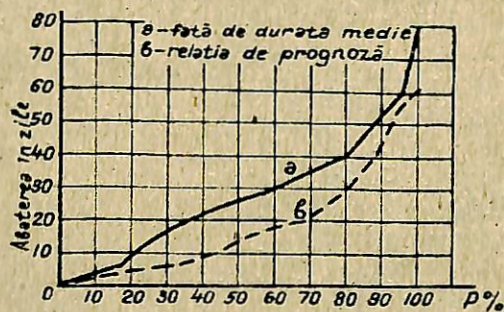


Рис.4. Кривые обеспеченности отклонений от нормы (а) и ошибок прогнозов (в) продолжительности летне-осенней межени, составленных по зависимости

$$D_{4000} = f(Q_{max}, A_{IV-\bar{V}}).$$

DIE BERECHNUNG DER GANGLINIE DES WARSCHWEINLICHEN HOCHWASSERS DER NÄCHSTEN X JAHRE

HANSEL, N.

Dresden, DDR

Р е з ю м е

Пик вероятного паводка в ближайшие X годы имеет вероятность:

$$\Phi(x) = 1 - \Phi_u(HQ)^x$$

Этому пик соответствует гидрограф:

$$Q(t) = (HQ - Q_0(t_s)) \cdot \left(\frac{t}{t_s}\right)^m \cdot e^{-m(1 - \frac{t}{t_s})}$$

Определение этого гидрографа и расчет многомерной вероятности вытекают из условной функции распределения.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Der Scheitel des wahrscheinlichen Hochwassers der nächsten x Jahre hat die Wahrscheinlichkeit

$$\Phi(x) = 1 - \Phi_u(HQ)^x$$

Zu diesem Scheitel gehört die Ganglinie

$$Q(t) = (HQ - Q_0(t_s)) \cdot \left(\frac{t}{t_s}\right)^m \cdot e^{-m(1 - \frac{t}{t_s})}$$

Die Bestimmung dieser Ganglinie einschließlich der Berechnung der mehrdimensionalen Wahrscheinlichkeit aus einer bedingten Verteilung wird gezeigt.

S u m m a r y

The crest discharge of probable flood within next x years has the probability

$$\Phi(x) = 1 - \Phi_u(HQ)^x$$

The hydrograph of crest discharge is

$$Q(t) = (HQ - Q_0(t_s)) \cdot \left(\frac{t}{t_s}\right)^m \cdot e^{-m(1 - \frac{t}{t_s})}$$

The calculation of the hydrograph including the multiple probability basing of a conditional distribution is shown.

Die kummulierte Wahrscheinlichkeit, das ein Scheiteldurchfluß HQ m³/s im Zeitraum der nächsten x Jahre auftritt, ist

$$\Phi(x) = 1 - \Phi_u(HQ)^x \quad (1)$$

wobei $\Phi_u(HQ)$ die Unterschreitungswahrscheinlichkeit des Scheitels HQ ist. Dabei wird vom Kollektiv der maximalen Jahresdurchflüsse ausgegangen. Auf Grund von (1) kann eine Prognose für den wahrscheinlichen Hochwasserscheitel für die nächsten x Jahre erfolgen. Eine Aufgabe ist nun, dem wahrscheinlichen Hochwasserscheitel eine Ganglinie zuzuordnen und für dieses Ereignis eine multivariate Überschreitungswahrscheinlichkeit bzw. ein Wiederkehrintervall T [a] anzugeben.

Geht man von der klassischen Form einer Hochwasserganglinie aus, so wird der nach Separation verbleibende Teil beschrieben durch

$$Q - Q_0 = a \cdot t^b \cdot e^{-ct} \quad (2)$$

wobei Q_0 [m³/s] der Basisabfluß eine Funktion der Zeit ist. Da das Maximum bei der Anstiegszeit t_s [h] liegen muß, folgt $b = c$. Außerdem muß gelten

$$Q_s = HQ - Q_0(t_s) = a \cdot e^{-c} \quad (3)$$

wenn man auf $t_s = 1$ bezieht. Damit ist (2) als bezogene Ganglinie ($Q_s = 1$ und $t_s = 1$) identisch mit der bereits 1929 von Kozeny angegebenen Form

$$\frac{Q(t)}{Q_s} = \left(\frac{t}{t_s}\right)^m \cdot e^{-m\left(1-\frac{t}{t_s}\right)} = g\left(\frac{t}{t_s}\right) \quad (3)$$

Sie stimmt der Form nach überein mit der Gleichung für die Momentanimpulsantwort, die Nash [5] fand. Mendel [2] hat diese Ganglinie vollständig diskutiert. Es gilt für die bezogene Durchflußsumme

$$f_g = \int_0^{1+k} g\left(\frac{t}{t_s}\right) \cdot d\left(\frac{t}{t_s}\right) = f_s + f_f \quad (4)$$

mit der Basiszeit $t_g = (1+k) t_s \cdot f_s$ ist die bezogene Durchflußsumme für den steigenden, f_f die für den fallenden Ast.

Das Integral in (4) kann mittels Computer durch Reihenentwicklung [2] berechnet werden. Eine für den hydrologisch sinnvollen Bereich $1 \leq m \leq 6$ zweckmäßigere Berechnung erhält man durch wiederholte partielle Integration, die allgemein ergibt

$$f_g = e^m \int_0^{1+k} \left(\frac{t}{t_s}\right)^m \cdot e^{-m\left(1-\frac{t}{t_s}\right)} \cdot d\left(\frac{t}{t_s}\right) = \left[-\frac{\left(\frac{t}{t_s}\right)^m}{m} \cdot e^{-m\left(1-\frac{t}{t_s}\right)} + \sum_{i=0}^m \frac{\left(\frac{t}{t_s}\right)^i}{m} \cdot \frac{m!}{(m-i)!} \right]_0^{1+k} \quad (5)$$

Bild 1 zeigt f_g in Abhängigkeit von k und m . In Bild 2 ist das Verhältnis

$$1 = \frac{f_f}{f_s} = \frac{f_g - f_s}{f_s} \quad (6)$$

dargestellt, daß die Ganglinie hinsichtlich der Verteilung von Anstiegs- und Abstiegssumme beschreibt. Es gelten weiter per definitionem

$$1 = \frac{SQ_f}{SQ_s} \cdot \frac{t_s}{t_f} = \frac{SQ_f}{SQ_s} \cdot \frac{1}{k} \quad (7)$$

und

$$SQ_f = SQ_g - SQ_s = Q_s \cdot t_s \cdot f_f = k \cdot 1 \cdot SQ_s \quad (8)$$

wobei $SQ [m^3]$ die Durchflußsumme bedeutet.

Die Ganglinie nach (3) und (4) hat die vier Parameter $Q_s [m^3/s]$, $t_s [h]$, m und k . Somit bereitet die Berechnung einer multivariaten Wahrschein-

lichkeit für das Ereignis, das diese Ganglinie beschreibt, nennenswerte Schwierigkeiten. Eine Vereinfachung ist erzielbar, wenn der Verhältniswert k auf Grund regionaler hydrologischer Untersuchungen vorgegeben werden kann. Eine weitere Schätzhilfe kann die praktische Grenze k_p sein, die sich daraus ergibt, daß bei $k > k_p$ f_g nur noch unwesentlich wächst. (Vgl. Bild 1 und 2). Nach Schätzung von k liegt ein trivariater Fall vor, der berechnet werden kann, wenn die Variablen normalverteilt sind [3]. Das ist in fast allen Fällen mit ausreichender Genauigkeit durch geeignete Transformation der Variablen zu erreichen. Oft führt bereits die häufig verwendete Transformation $z = \lg y$ zum Ziel.

Zur Angabe einer trivariaten Überschreitungswahrscheinlichkeit für das durch die Ganglinie charakterisierte Ereignis ist eine trivariate Normalverteilung für Transformationen von Q_s , SQ_g und t_s auszuwerten. Das geschieht logischerweise so, daß aus der Verteilung mit der Bedingung (bedingte Verteilung)

$$Q_s = HQ - Q_0 \quad (9)$$

die Erwartungswerte für SQ_g und t_s berechnet werden. Dabei wird HQ aus (1) bestimmt und Q_0 als Mehrfaches des mittleren Durchflusses angenommen. Durch die Ganglinienkennwerte $Q_s = HQ - Q_0$, SQ_g und t_s , die auf diesem Wege erhalten wurden, wird die trivariate Überschreitungswahrscheinlichkeit berechnet und es kann das Wiederkehrintervall $T [a]$ berechnet werden. Vorausgesetzt ist, daß auch SQ_g und t_s Jahresmaxima sind. Das kann meist hinreichend genau erfüllt werden, wenn man das Kollektiv der dem maximalen Jahresdurchfluß zugehörigen Gesamtdurchflußsumme und Anstiegszeit verwendet. - Aus SQ_g , Q_s und t_s kann mit k f_g bestimmt werden zu

$$f_g = \frac{SQ_g}{Q_s (1+k) t_s} \quad (10)$$

und damit ist aus Bild 1 m und f_s bekannt, die Ganglinie vollständig beschrieben.

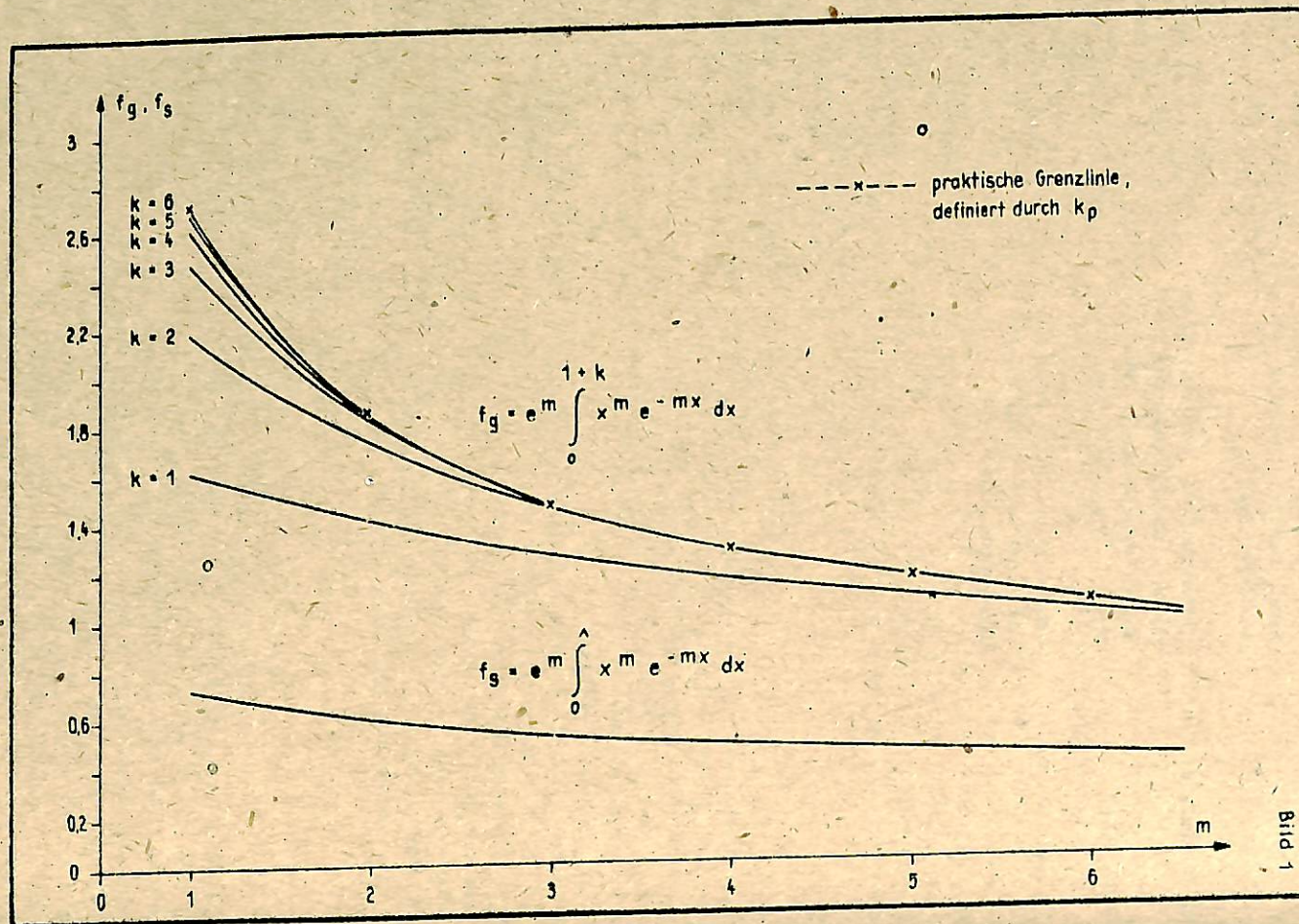
Die Vorgabe von k könnte umgangen werden, da (3) die drei Parameter Q_s , t_s und m enthält und damit an sich ein trivariater Fall vorliegt. Das setzt aber voraus, daß von der Kennwertstatistik (für Q_s , SQ_g , t_s u.a.) teilweise zur Parameterstatistik (für m) übergegangen wird. Es müßten für alle Ganglinien, die zu den Jahresmaximaldurchflüssen gehören, die m -Werte bestimmt werden. Das könnte z. B. durch Anwendung der Methode der kleinsten Quadrate mittels Computer erfolgen. Die erhaltene Reihe der m -Werte ist dann in die übliche statistische Auswertung einzubeziehen.

L i t e r a t u r

- [1] Nash, J. E.: A Unit Hydrograph Study with particular Reference to British Catchment
Proc. Inst'n. Civ. Eng. Vol. 17, Nov. 1960

- [2] Mandel, H. G.: Eigenschaften der Oberflächenabflußganglinie und ihre analytische Beschreibung
DGM, 12. Jg. (Dez. 1968), H. 6

- [3] Owen, D. B.: Handbook of Statistical Tables Adelison - Wesley, Reading (USA), 1962



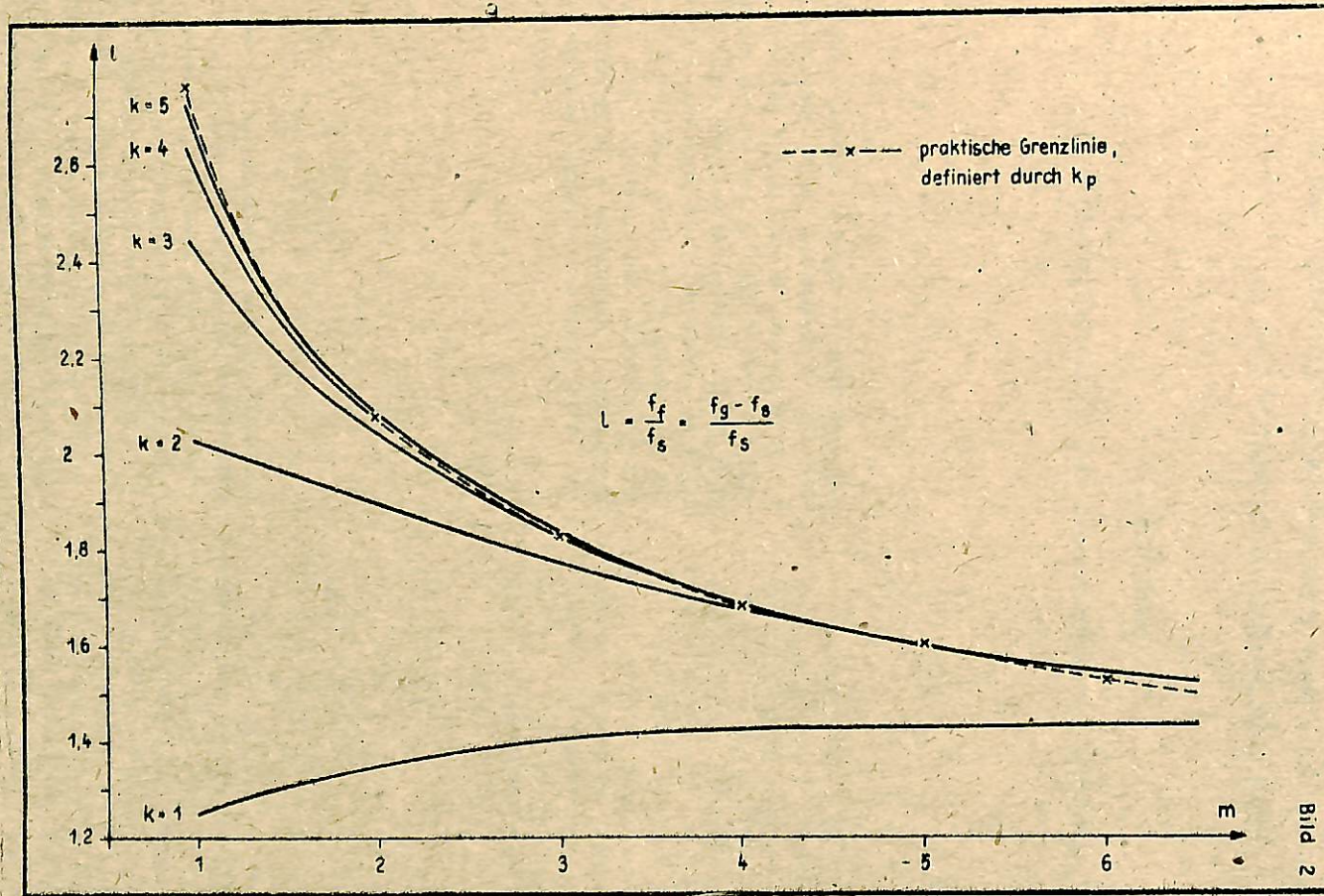


Bild 2

DIE ANWENDUNG VERSCHIEDENER METHODEN FÜR DIE BERECHNUNG DER HOCHWASSERWAHRSCHEINLICHKEIT

LIEBSCHER, H.

Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz, BRD

Р е з ю м е

На основании данных четырех гидрологических постов с 120-летними рядами наблюдений в ФРГ были определены наиболее приемлемые из используемых в настоящее время методы определения вероятности паводка. В частности сравнивались методы Гауса, Фехнера, Пирсона-III, лог-Пирсона-III, лог-норм, Гумбеля, лог-экстремал и Фуллера. Эти исследования были распространены на 100 дополнительных постов с 30-летними рядами наблюдений. В заключение приводятся некоторые обобщенные критерии для определения вероятности паводка.

Summary

Examinations as to which of the methods mostly used at present would seem to be the one best suited for the determination of flood frequency were carried out on the basis of time series obtained at four gages in the Federal Republic of Germany and covering more than 120 years each. In particular, the Gauss, Fechner, Pearson-III, log-Pearson-III, log-norm, Gumbel, log-extremal and Fuller methods were compared. These examinations were then extended to cover about 100 additional gages with 30-year series. In conclusion some General criteria for the determination of flood frequency are given

Kurzfassung

Von vier Pegeln in der Bundesrepublik Deutschland wurde anhand von über 120-jährigen Reihen untersucht, welches der zur Zeit am meisten gebräuchlichen Verfahren für die Ermittlung der Hochwasserwahrscheinlichkeit am geeignetsten erscheint. Im einzelnen werden die Methoden nach Gauß, Fechner, Pearson-III, log-Pearson-III, log-norm, Gumbel, log-Extremal und Fuller verglichen. Diese Untersuchungen werden dann auf etwa 100 weitere Pegel mit 30jährigen Reihen ausgedehnt. Abschließend werden noch einige allgemeine Kriterien für die Ermittlung der Hochwasserwahrscheinlichkeit gegeben.

1. Allgemein

In den vergangenen Jahren sind eine Vielzahl von Verfahren zur Ermittlung der Hochwasserwahrscheinlichkeit entwickelt worden. Jedes dieser Verfahren liefert ein anderes Ergebnis. Die Auffassungen darüber, welches Verfahren das beste ist, gehen weit auseinander. Nicht einmal in den einzelnen Ländern herrschen einheitliche Auffassungen hierüber vor. Da jedoch nur dann vergleichbare Werte gewonnen werden können, wenn einheitliche Verfahren benutzt worden sind, wäre es wünschenswert, wenn man sowohl auf nationaler als auch auf internationaler Ebene zu einer Empfehlung gelangen könnte, die ein solches Einheitsverfahren vorschlägt. In den USA wurde bereits das sog. log-Pearson-III-Verfahren als Einheitsverfahren eingeführt. In der vorliegenden Untersuchung wurde der Versuch ge-

macht, für die Bundesrepublik Deutschland festzustellen, welches Verfahren zur Ermittlung der Hochwasserwahrscheinlichkeit am geeignetsten ist.

Bei den Berechnungsmethoden für die Hochwasserwahrscheinlichkeit stehen sich drei grundsätzlich voneinander verschiedene Arten gegenüber:

- a) Verteilungsfunktion,
- b) empirische Verfahren,
- c) theoretische Hochwasserganglinien.

Bei den Verteilungsfunktionen geht man von den innerhalb einer bestimmten Periode beobachteten Abflussspitzenwerten aus, von denen angenommen wird, daß sie einem Häufigkeitsverteilungsgesetz unterliegen. Durch Extrapolation der Verteilungsfunktion erhält man die gewünschten Werte.

Die Kritiker dieser Methode führen an, daß die Hochwasserwahrscheinlichkeit bei genügend großer Extrapolation ins Unendliche gehen muß und man theoretisch unendlich große Abflüsse erhalten kann, d.h., ein Abfluß mit der Überschreitungswahrscheinlichkeit Null ist unendlich. Entsprechend erhält man bei der Extrapolation der Werte nach unten Hochwasserabflüsse, die gegen Null gehen, d.h., ein Abfluß mit der Überschreitungswahrscheinlichkeit 1 (= 100 %) ist Null. Dies ist natürlich Unsinn, da ein Hochwasserabfluß (jährlicher Höchstwert) nur unter ganz bestimmten Bedingungen (Wüste) Null werden kann. Es müssen daher Grenzwerte sowohl nach oben als auch nach unten existieren, die nicht mehr über- bzw. unterschritten werden können. Einen solchen Grenzwert nach oben stellt das sog. wahrscheinlich größte Hochwasser (PMF) dar, das sich aus dem wahrscheinlich größten Niederschlag (PMP) ergibt. Der letztere hängt bekanntlich von der maximalen Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit und Vertikalwindgeschwindigkeit ab. Mit Hilfe des PMP läßt sich über theoretische Hochwasserganglinien das wahrscheinlich größte Hochwasser berechnen.

Ein Kompromiß zwischen diesen beiden Auffassungen wäre eine Verteilungsfunktion, die nicht gegen Null und Unendlich, sondern von einem bestimmten Wert gegen das PMF strebt. Eine solche Verteilungsfunktion gibt es jedoch noch nicht.

Die Benutzer der empirischen Verfahren führen meist die gleichen Argumente gegen die Verteilungsfunktionen an und versuchen, zur Vereinfachung der Rechnung empirische Formeln zu finden, mit deren Hilfe man z.B. 100-jährliche oder wahrscheinlich größte Hochwasser berechnet. Diese sind Funktionen der Einzugsgebietsgröße, der Topographie, der Geologie, der klimatischen Bedingungen usw.

2. Kriterien für die Berechnung der Hochwasserwahrscheinlichkeit

Trotz aller bestehenden Bedenken benutzen heute noch die meisten Hydrologen die Verteilungsfunktionen für die Ermittlung der Hochwasserwahrscheinlichkeit. In den folgenden Untersuchungen wurden folgende Methoden miteinander verglichen: Gauß, Fechner (auch häufig fälschlicherweise als log-norm bezeichnet), log-norm, Fuller, Pearson-III (Foster), log-Pearson-III, Extremal-I (Gumbel) und log-Extremal.

Für die Untersuchung standen vier über 120-jährige Beobachtungsreihen zur Verfügung:

Köln/Rhein	1814 - 1965
Schweinfurt/Main	1845 - 1965
Kelheim/Donau	1845 - 1970
Hofkirchen/Donau	1845 - 1970.

Vorbehaltlich muß jedoch gesagt werden, daß an diesen Pegeln mit regelmäßigen Abflußmessungen erst nach 1900 begonnen wurde. Die Abflußkurven wurden auf die Werte in der Zeit davor extrapoliert. Daher sind alle Werte mit einer gewissen Unsicherheit behaftet. Da lange Beobachtungsreihen rar sind, wurden dennoch diese Werte für die Untersuchungen herangezogen.

Vor Berechnung der Hochwasserwahrscheinlichkeit müssen jedoch die Reihen auf ihre Homogenität hin untersucht werden. Dabei müssen folgende Bedingungen erfüllt sein:

- a) sie dürfen keinen Trend aufweisen,
- b) der erste Serienkorrelationskoeffizient muß insignifikant sein,
- c) es darf keine Periodizität vorhanden sein.

Von den hier untersuchten jährlichen Höchstwerten (HQ-Werte) weist nur der Pegel Schweinfurt einen signifikanten Trend auf. Der erste Serienkorrelationskoeffizient ist bei allen vier Reihen nicht signifikant. Auch läßt sich keine signifikante Periodizität feststellen. Somit sind für die Pegel Köln/Rhein, Kelheim/Donau und Hofkirchen/Donau die Bedingungen für die Homogenität erfüllt. Um doch die Werte des Pegels Schweinfurt/Main verwenden zu können, wurde die 120-jährige Reihe in vier Reihen von je 30 Jahren unterteilt und der Trend für diese Teilreihen berechnet. Mit der Annahme, daß die Abnahme der HQ-Werte auf langsame Veränderungen des Flußquerschnittes an der Pegelstelle Schweinfurt zurückzuführen ist, wurden die HQ-Werte auf den heutigen Stand reduziert. Diese Annahme scheint nahezu berechtigt zu sein, da im oberen Maingebiet nur ein kleinerer Stausee errichtet wurde und auch die anderen menschlichen Eingriffe relativ gering sind. Selbst die Schiff-

barmachung des Mains von Schweinfurt noch etwa 40 km flußaufwärts dürfte sich nicht in einer Abnahme der Hochwasserspitzenwerte bemerkbar machen. Normalerweise werden durch den Ausbau eines Flußlaufs durch den schnelleren Abfluß und durch das frühere Zusammentreffen mit den Hochwasserwellen aus den Nebenflüssen erhöhte Hochwasserspitzen auftreten. In den letzten 20 Jahren sind jedoch vermehrt Flußbegradigungen durchgeführt worden. Jedoch kann dieser Einfluß noch nicht statistisch gesichert nachgewiesen werden. Der größte Trend ist in den Jahren 1840 - 1875 und 1876 - 1905 festzustellen.

Die Abb. 1 - 4 zeigen für die vier Pegel die nach Methoden Gauß, Foster, Gumbel, Fuller, Fechner, log-norm, log-Pearson-III und log-Extremal ermittelten Hochwasserwahrscheinlichkeiten. Dabei wurde die Wiederholungszeit T nach der Formel von Weibull

$$T = \frac{n + 1}{m}$$

berechnet, wobei n die Länge des Beobachtungszeitraumes und m die Ordnungszahl darstellen. Diese Formel von Weibull wird von vielen Autoren benutzt und gilt allgemein als zufriedenstellend. Um festzustellen, welche der verschiedenen Methoden zur Berechnung der Hochwasserwahrscheinlichkeit sich am besten an die empirische nach Weibull aufgetragene Kurve anpaßt, wurde der Chi-Quadrat-Test durchgeführt. Der Chi-Quadrat-Test ist für alle herangezogenen Methoden bei allen vier Reihen negativ. Mittels der Methode der kleinsten Quadrate wurde festgestellt, daß sich die nach der Methode Foster berechnete Kurve bei den Pegeln Köln, Schweinfurt und Kelheim und beim Pegel Hofkirchen die log-Pearson-III-Methode am besten an die empirische Kurve anpaßt (Tab. 1).

Als nächster Schritt wurde die Hochwasserwahrscheinlichkeitskurve in zwei Äste unterteilt, wobei den unteren die Werte mit einer größeren Überschreitungswahrscheinlichkeit als 50 % und den oberen diejenigen mit einer kleineren Überschreitungswahrscheinlichkeit bilden. Dabei ergab der Chi-Quadrat-Test ein anderes Ergebnis (Tab. 1).

Pegel	Überschreitungswahrscheinlichkeit		gesamt
	>50 %	<50 %	
- Köln/Rhein	FE	FO	FO
Schweinfurt/Main	GU	LP	FO
Kelheim/Donau	FO	GU	FO
Hofkirchen/Donau	LP	LP	LP

FE = Fechner
FO = Foster
GA = Gauß
GU = Gumbel
LP = log-Pearson-III

Das sich bei drei der insgesamt vier Pegel als bestes Verfahren herausgestellte Verfahren Foster hat im oberen Ast nur beim Pegel Köln und im unteren Ast beim Pegel Kelheim die beste Anpassung. Beim Pegel Hofkirchen ist das log-Pearson-III-Verfahren auch im unteren und im oberen Ast das beste Verfahren.

Von den vier betrachteten Pegeln wurden die Reihen in 4 bzw. 5 30-jährige unterteilt und der gleiche Test für diese Teilreihen durchgeführt. Dabei ergab sich für die einzelnen Teilreihen nach Beseitigung des Trends ein anderes Ergebnis.

Tab. 2

Jahresreihe	Köln/Rhein	Schweinfurt/Main	Kelheim/Donau	Hofkirchen/Donau
1816-1845	FO, GU	-	-	-
1846-1875	LP, GU	FO, GU	GU, LP	FE, GU
1876-1905	GU, LP	GA, FO	GU, FE	FO, LP
1906-1935	FE, GU	GU, FE	GU, FE	FE, GU
1936-1965	LP, FO	GA, GU	LP, FO	GU, FE

Die gleiche Untersuchung wurde noch für 148 Pegel in der Bundesrepublik Deutschland und sechs Pegel in der Schweiz für die Jahresreihe 1936-1965 durchgeführt. Dabei ergab sich unter Einbeziehung der Teilreihen der Pegel Köln, Schweinfurt, Kelheim und Hofkirchen des in Tab. 3a wiedergegebene Resultat. In diese Tabelle wurde zunächst getrennt nach Flußgebieten (Rhein-, Donau- und übrige Gebiete) angegeben, wie oft sich das betreffende Verfahren als bestes und als zweitbestes erwies. Danach wurden auf die einzelnen Verfahren Punkte verteilt, wobei für das beste Verfahren je drei Punkte, für das zweitbeste je zwei und für das drittbeste je ein Punkt vergeben wurde.

In allen drei Gebieten erwies sich das log-Pearson-Verfahren als bestes Verfahren sowohl nach der Anzahl der ersten Plätze, als auch nach Punkten. Mit Hilfe des t-Testes wurde nachgewiesen, daß dies mit einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von 95 % als statistisch gesichert gelten kann. Als zweitbestes Verfahren ergab sich aus den Punkten das Verfahren nach Foster. Es folgen die Verfahren Fechner, Gumbel und Gauß. Nach der Anzahl der ersten Plätze liegt jedoch im Donaugebiet das Verfahren von Gumbel noch vor dem Verfahren von Foster und für das Gesamtgebiet der Bundesrepublik Deutschland gleich mit diesem Verfahren. Durch den geringen Anteil an zweiten und dritten Plätzen erscheint jedoch das Gumbel'sche Verfahren in der Gesamtaufstellung nur an der vierten Stelle.

In Tab.3b wurden die Gebiete nach ihrer mittleren Wasserführung unterteilt. Dabei wurden drei Klassen gebildet, wobei in die erste die Flüsse mit

einem kleineren mittleren jährlichen Abfluß als $10 \text{ m}^3/\text{s}$ entfallen, in die zweite diejenigen, deren mittlerer Abfluß zwischen 10 und $100 \text{ m}^3/\text{s}$ liegt und in die dritte diejenigen mit einem größeren Abfluß als $100 \text{ m}^3/\text{s}$. Auch hier ergibt sich in allen drei Klassen das log-Pearson-III-Verfahren als das beste Verfahren.

Da in den letzten 20 Jahren durch antropogene Einflüsse Veränderungen in den Flußgebieten eingetreten sind und daher heute mit einem etwas veränderten Ablauf der Hochwässer zu rechnen ist, wurden die Reihen nach einem Trend untersucht und die Beobachtungswerte entsprechend reduziert. In den Tab. 4a und 4b sind diese Ergebnisse dargestellt. Es ergeben sich gegenüber der Untersuchung ohne Berücksichtigung des Trends nur geringfügige Abweichungen.

3. Allgemeine Gesichtspunkte für die Berechnung der Hochwasserwahrscheinlichkeit

Obwohl sich bei drei von vier der langen Reihen die Methode Foster als die beste erwies, ergibt sich bei der Betrachtung der vielen kürzeren Reihen die log-Pearson-III-Methode als die bessere. Grundsätzlich sollte jedoch für die Angabe der Hochwasserwahrscheinlichkeit nicht nur der berechnete Wert, sondern auch die Sicherheitsgrenze angegeben werden. Bei der Angabe dieser Grenzen haben die "logarithmischen" Verfahren gegenüber den anderen Verfahren den Nachteil, daß der Fehler im wesentlichen vom Variationskoeffizient abhängt, und je größer dieser ist, desto größer ist die Fehlerspanne.

Oft wird die Frage aufgeworfen, welche Werte der Berechnung der Hochwasserwahrscheinlichkeit zugrunde zu legen sind. Meist werden die höchsten Werte der einzelnen Jahre benutzt. Da innerhalb eines Jahres mehrere Hochwasserwellen auftreten können, mit Spitzenwerten, die über den HQ-Werten anderer Jahre liegen, wird oft empfohlen, die Höchstwerte der einzelnen Monate zu nehmen. Ebenso ist es möglich, innerhalb einer Beobachtungsreihe nur die höchsten Werte auszuwählen. Für den Pegel Schweinfurt wurde ein Vergleich für die 121jährige durchgeführt (Tab. 5). Zwischen den nach Foster errechneten Hochwasserwahrscheinlichkeiten aus den Höchstwerten der einzelnen Jahre und den 121 höchsten innerhalb der 121jährigen Beobachtungsreihe besteht für den oberen Bereich nur ein geringfügiger Unterschied. Im unteren Bereich ergeben sich jedoch Differenzen. Dagegen treten bei Verwendung

der monatlichen Höchstwerte und der 1452 höchsten Werte wesentlich höhere Zahlen auf. Die Ursache hierfür ist darin zu suchen, daß die Bedingung nach Unabhängigkeit der Ereignisse voneinander nicht erfüllt ist.

Ein anderes Problem ist die für die Berechnung der Hochwasserwahrscheinlichkeit erforderliche Mindestbeobachtungsdauer. Allgemein gilt der Grundsatz, daß je länger die Beobachtungsreihe ist, desto zuverlässiger die Ergebnisse sind.

An dem Beispiel des Pegels Köln soll gezeigt werden, welche Schwankungen bei Verwendung 30-jähriger Reihen möglich sind. In Abb. 5 wurden Variationskoeffizient, Schiefe, mittleres Hochwasser und 100-jährliches Hochwasser nach Foster aus 30-jährigen Reihen berechnet, wobei die nachfolgende Periode gegenüber der vorangegangenen um ein Jahr verschoben wurde. Man erkennt, daß das berechnete 100-jährliche Hochwasser unter Zugrundelegung etwa der Periode von 1886-1915 bei nur etwa $8000 \text{ m}^3/\text{s}$ und das etwa der Periode von 1906-1935 bei etwa $12000 \text{ m}^3/\text{s}$ liegen würde. Abb. 6 zeigt die gleiche Berechnung bei Verwendung 50-jähriger Reihen. Hier sind die Schwankungen weitaus geringer. Daher sollte man für die Berechnung der Hochwasserwahrscheinlichkeit möglichst 50-jährige Beobachtungsreihen zugrunde legen. Leider läßt sich dies bisher nur für wenige Pegel verwirklichen, da im allgemeinen erst ab 1930 regelmäßig mit Abflußmessungen begonnen wurde. Daher muß im allgemeinen vorläufig weiter mit 30jährigen Reihen gerechnet werden.

4. Zusammenfassung

Aus den bisher vorliegenden Untersuchungen scheint auch für die Bundesrepublik Deutschland sich das log-Pearson-III-Verfahren als das beste Verfahren zu ergeben. Jedoch sollten die Untersuchungen fortgesetzt werden. Insbesondere muß noch die Anpassung der Werte an andere Darstellungskurven (Plotting-position Formulare), wie die von Hazen, Beard u. a., untersucht werden.

L i t e r a t u r

- [1] Cehak, K.: Die Verteilungsfunktion der jährlichen Durchflußmenge. Österreichische Ingenieur-Zeitschrift, 6. Jg. (1963), H. 10, S. 354-356
- [2] Cehak, K.: Die jährliche größte Durchflußmenge der Donau bei Wien im Spiegel der Extremwertstatistik. Österreichische Wasserwirtschaft, 16. Jg. (1964), H. 7/8, S. 163-170
- [3] Cehak, K.: Die Gail-Hochwässer und die Extremwertstatistik. Österreichische Wasserwirtschaft 19. Jg. (1967), H. 7/8, S. 157-159
- [4] Chow, V. T. Handbook of Hydrology, New York : McGraw-Hill Book Company, 1964
- [5] Chow, V. T.: The Log-Probability-Law and its Engineering Applications, Proceedings, American Society of Civil Engineers, Bd.80 (1954), S. 1-25
- [6] Foster, H. A.: Theoretical Frequency Curves and their Application to Engineering Problems, Transactions of the American Society Engineers, Vol. 87 (1924), S. 142-173
- [7] Gumbel, E. J.: The Return Period of Flood Flows Annals Math.Statist., Vol. 12 (1914), S.163-196
- [8] Gumbel, E. J.: Statistical Theory of Droughts, Proceedings American Society of Civil Engineers Vol. 80 (1954), Sep. No. 439, 19 S.
- [9] Gumbel, E. J.: Statistics of Extreme Values (1958). Columbia University Press, New York
- [10] Kaczmarek, Z.: Efficiency of the Estimation of Floods with a given Return Period. Assemblée Générale de Toronto (1957), Tome III, S. 144-159
- [11] Liebscher, H.-J.:Hochwasserwahrscheinlichkeit . Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 14.Jg (1970), H. 4, S. 103-110
- [12] Stalman, V.: Beispiel der statistischen Auswertungen von Hochwasserabflüssen. Das Gas- und Wasserfach, 110. Jg. (1969), H. 44, S. 1219-1224
- [13] Stefan, H.: Ein einheitliches Verfahren zur Bestimmung von Hochwasserhäufigkeiten. Die Wasserwirtschaft, 58. Jg. (1968), H. 8, S. 244-245
- [14] Stefan, H.: Wahrscheinlichkeit eines Hochwassers bei asymmetrischer Häufigkeitsverteilung. Die Wasserwirtschaft, 59. Jg. (1969), H. 7, S. 187-189
- [15] Streil, J.:Ermittlung des langjährigen Abflusses im Main bei Schweinfurt 1845-1955. Besondere Mitteilungen zum Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch Nr. 22, München (1960)
- [16] Weinspach, K.: Verfahren zur Schätzung der Hochwasserwahrscheinlichkeit. Dissertation an der TH Karlsruhe (1966)
- [17] Weinspach, K.: Schätzung der Hochwasserwahrscheinlichkeit auf der Grundlage hydrologischer Analogie. Die Wasserwirtschaft, 58.Jg. (1968), H. 10, S 289-291
- [18] WMO: Guide to Hydrometeorological Practices, No. 168, T.P. 82 (1965).

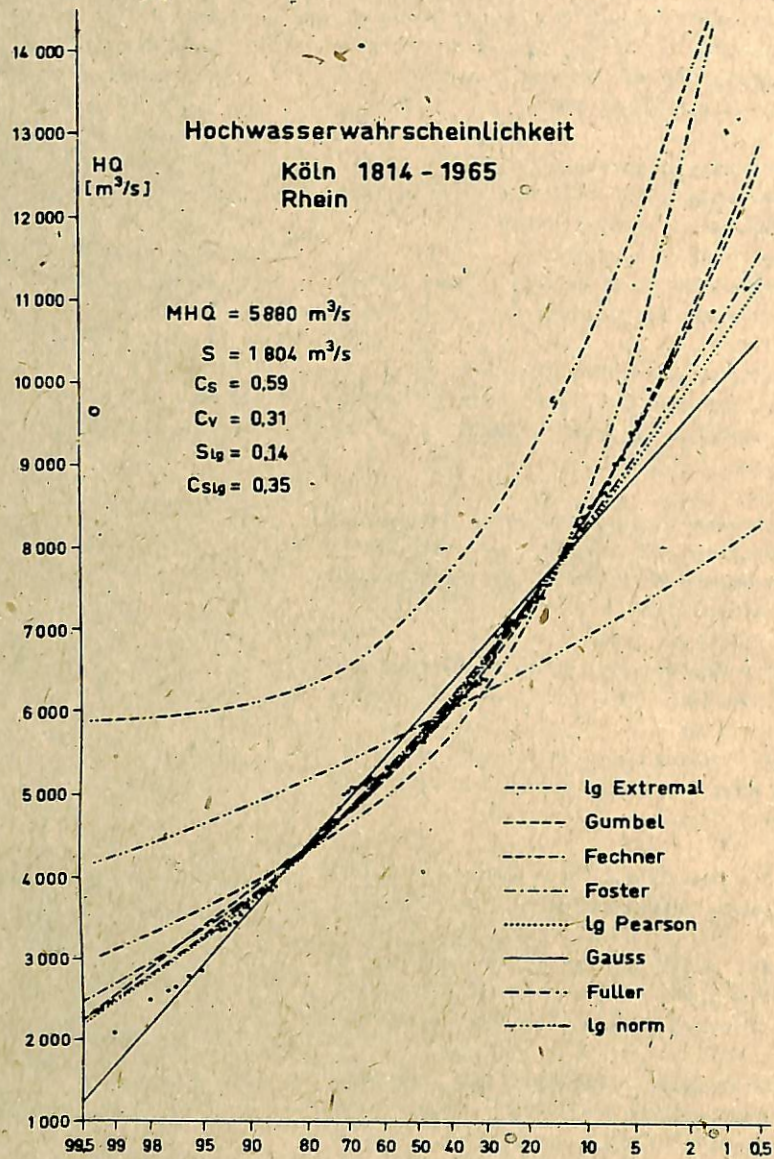


Abb. 1

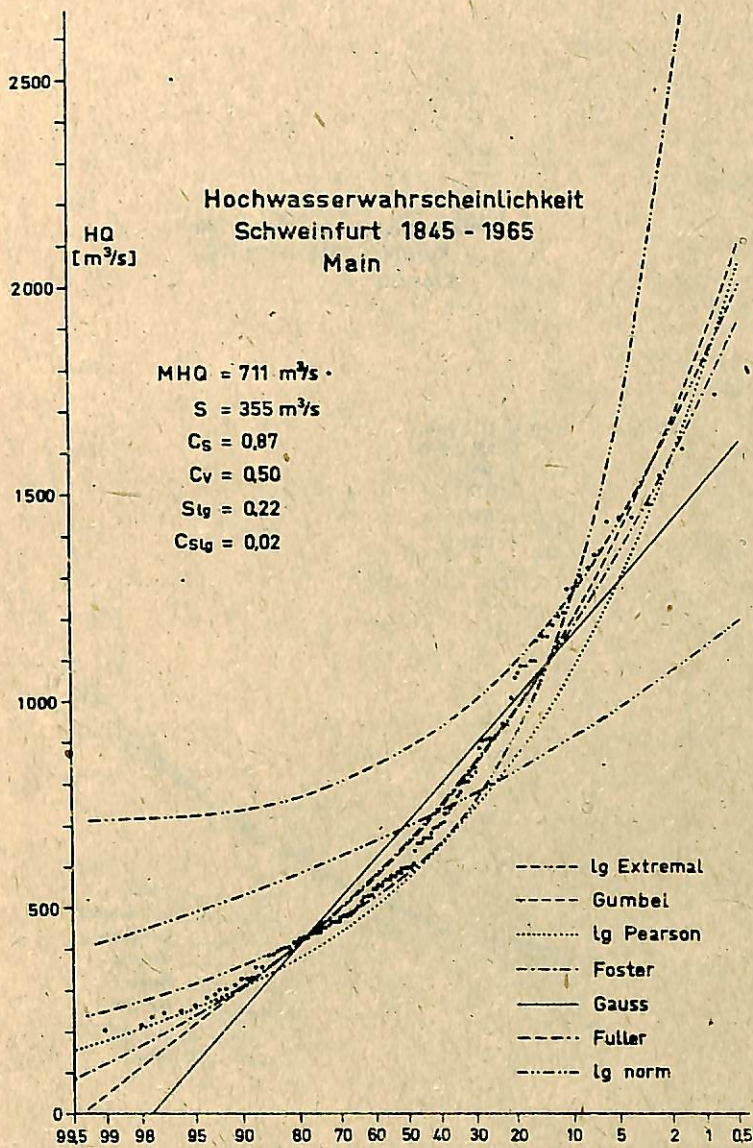


Abb.2

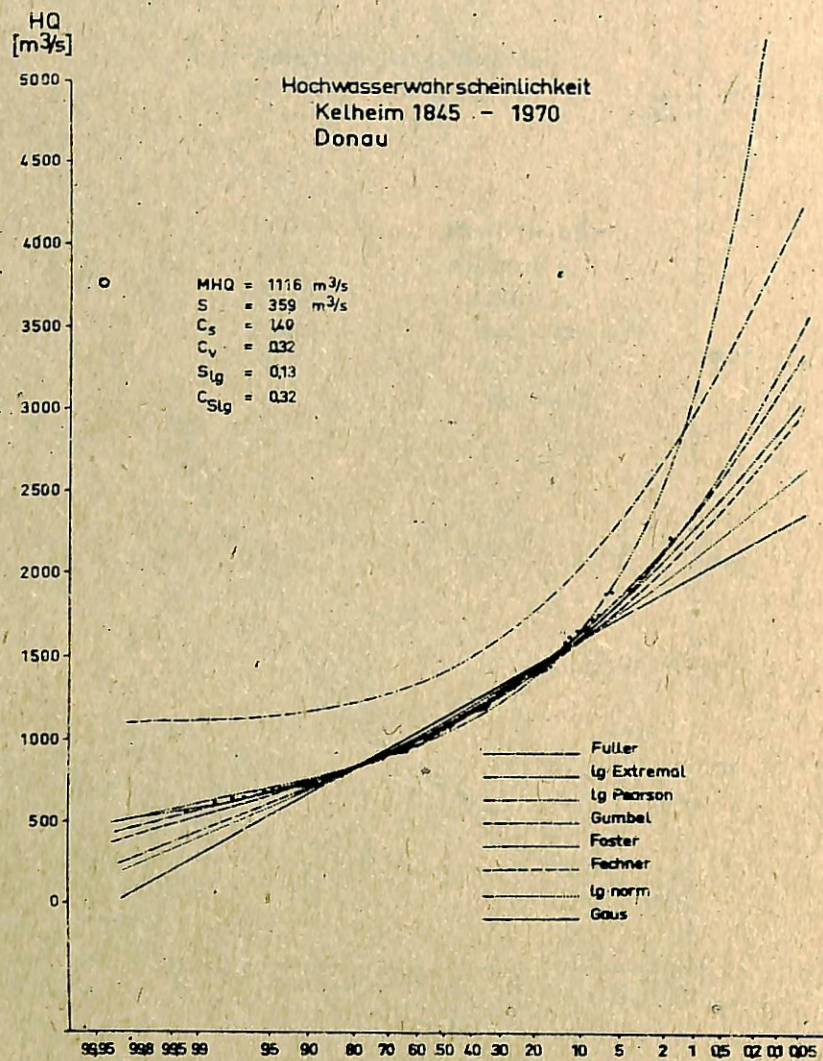


Abb. 3

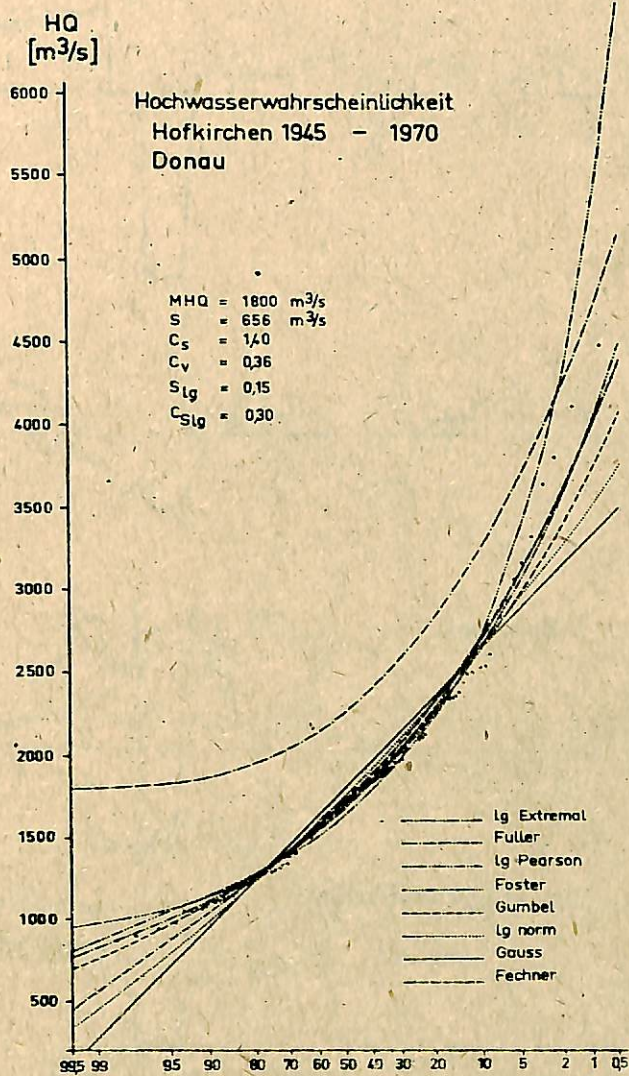


Abb. 4

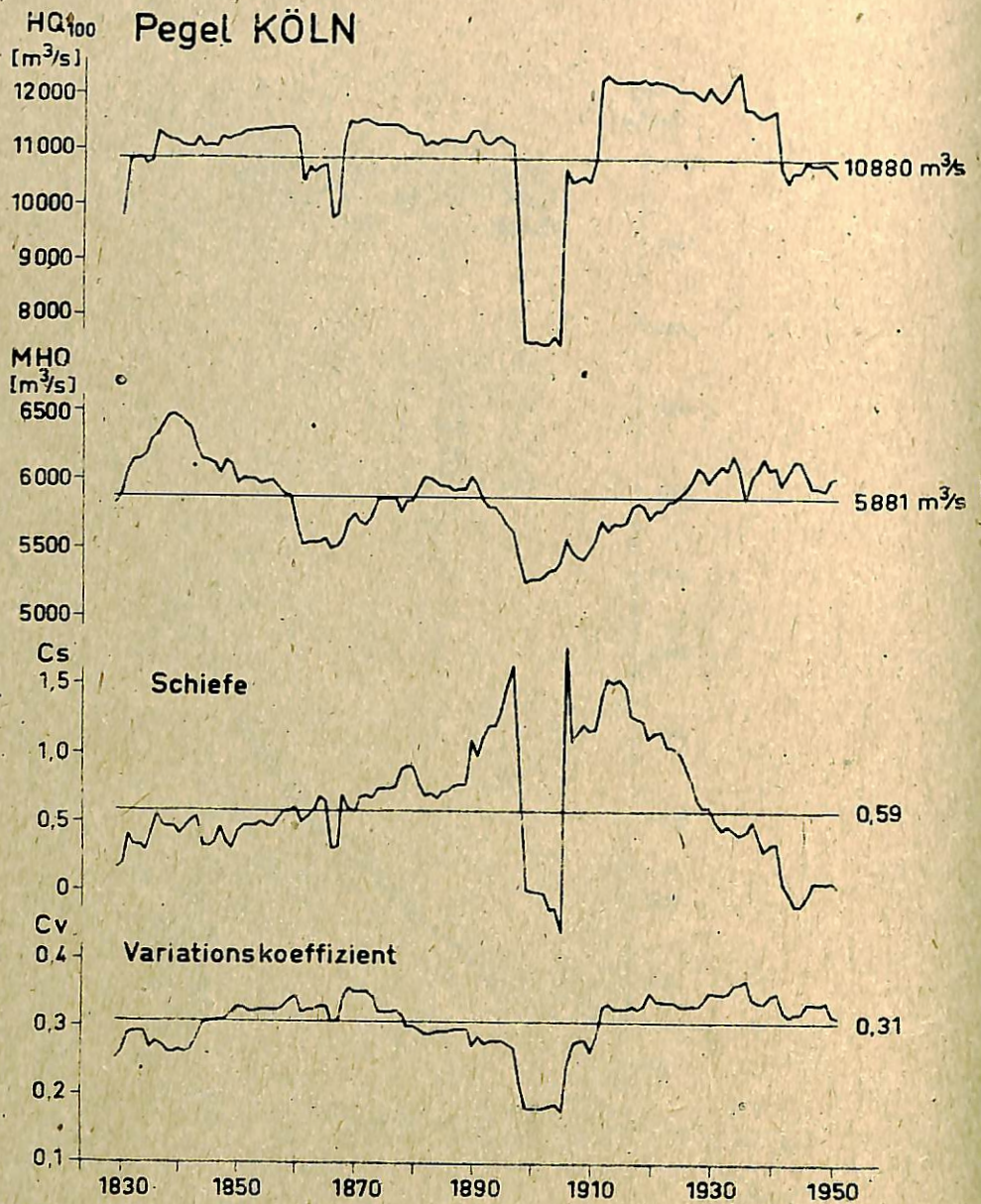


Abb. 5

Pegel KÖLN

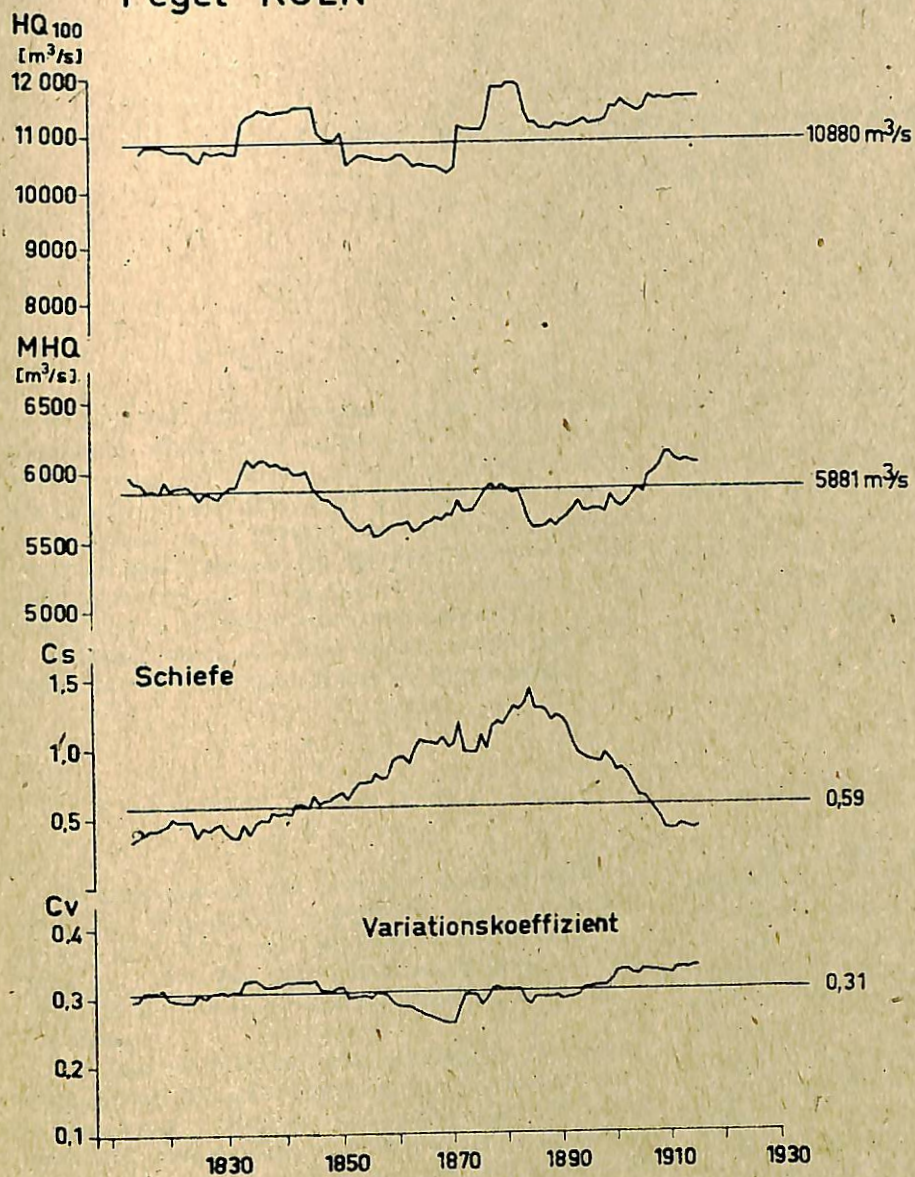


Abb 6

RUNOFF INVESTIGATIONS BY MEANS OF UNIT HYDROGRAPH

A. SALAMIN

Central Danube Valley District Water Authority,
Budapest, HPR.

Р е з ю м е

Во введении автор, в связи с применением метода единичного гидрографа, анализирует возможности расчета ряда эффективных осадков и вероятностного метода построения единичного гидрографа.

Во второй части доклада анализируется нарушение предполагаемой линейности при использовании метода единичного паводка и излагаются условия применимости метода и результаты его использования.

В заключение приводится пример построенного по предложенной методике единичного гидрографа.

graph, the possibilities of constructing an actual series of effective runoff is discussed and the giving of an iterational method is attempted.

In the second part of the paper the failure of the assumed linearity when using the method of the unit hydrograph is discussed. An attempt is made to determine the unit hydrograph, the conditions of applicability of the said procedure as well as the practical experiences gained are reviewed.

Eventually an example of the practical application of the unit hydrograph determined in the above-mentioned way is presented.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Im Zusammenhang mit der Anwendung des Unit-Hydrograph-Verfahrens analysiert der Verfasser in der Einleitung die Möglichkeiten der Herstellung der Reihe der Effektivniederschläge, und versucht eine Iterations-Methode zu geben zu deren Bestimmung.

Im zweiten Teil wird der Einfluß der Nichterfüllung der bei der Anwendung des Verfahrens vorausgesetzten Linearität untersucht. Der Verfasser versucht eine Methode zur Bestimmung des Einheits-Hydrographs zu geben, erörtert die Bedingungen der Anwendbarkeit der Methode und seine damit erlangten praktischen Erfahrungen.

Abschließend wird ein Beispiel zur praktischen Anwendung des so bestimmten Einheits-Hydrographs gezeigt.

1. Introduction

One of the most widely used methods in linear system analysis consists in characterizing runoff process by means of unit hydrograph. The assumption of linearity is very helpful in applying the principle of superposition and in finding the mathematical solution. The assumption of linearity however is rarely justified in actual cases and thus, for a mathematical solution, one has to recur to a system determined through physical conditions.

The unit hydrograph is a function in time of a flood wave discharge that has been generated by the effective (running-off) part of a rainfall of unit height and unit duration, measured in a control section. Thus, the actual flood wave can be characterized by the following matrix equation [2]:

$$q = \bar{v} \cdot \ell \quad (1)$$

with q being a column matrix consisting of elements q_i which are discharges pertaining to the i -th time unit.

S u m m a r y

In connection with the use of an unit hydro -

with $j = 1, 2, \dots, n$ and n the number of time units;

ℓ - the column matrix of the effective rainfall having elements ℓ_j which are ordinates of the effective rainfall pertaining to the j -th time unit, with $j = 1, 2, \dots, m$ and m being the number of time units of the rainfall,

$\sqrt{}$ - is the lower-triangular matrix formed by ordinates

$\sqrt{k}$ of the unit hydrograph:

$$\begin{vmatrix} \sqrt{1} & 0 & 0 & 0 & \dots & \dots \\ \sqrt{2} & \sqrt{1} & 0 & 0 & \dots & \dots \\ \sqrt{3} & \sqrt{2} & \sqrt{1} & 0 & \dots & \dots \\ \sqrt{4} & \sqrt{3} & \sqrt{2} & \sqrt{1} & \dots & \dots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots \end{vmatrix}$$

where $k=1, 2, \dots, (n-m+1)$

The first problem in solving the system consists of establishing the series of effective rainfall data. The second problem arises in connection with the solution of the system of equations (1) with regard to physical boundary conditions.

The present paper deals with the investigation of runoff conditions of small watercourses. Its double purpose is to derive an iteration method to determine the effective rainfall and to give instructions to the determination of the unit hydrograph. Finally, the methods described will be illustrated by the examples.

2. Determination of the series of effective rainfall data.

Effective rainfall denotes the part of rainfall varying in space and time that comes to runoff. In the following, a method will be given, based upon available data of the catchment basin, which is capable of attaining any required degree of accuracy. The method has been developed with regard to the regulation of small watercourses.

It is assumed that the runoff process is characterized by the following symbolic equation:

$$P = I + E + P_{\text{eff}} \quad (2)$$

where P - actual (total) rainfall,

I - infiltration (including that part of subsurface flow which does not contribute to a flood wave within the accepted degree of accuracy),

P_{eff} - effective rainfall (or running-off rainfall) including overland flow as well as the part of subsurface flow which contributes to the discharge of the flood.

E - evaporation.

Since the method is applied to small catchment basins, the rapidity of runoff justifies the assumption

$$E \approx 0 \quad (3)$$

The investigation is aimed at the solving of Eq.

Eq. 2 with regard to P_{eff} , that is:

$P_{\text{eff}}(t, X, Y, Z) = P(t, X, Y, Z) - I(t, X, Y, Z)$ with t being the time and X, Y, Z the space coordinates.

The first right-side term of this equation, P can be measured in space and time, but the same is unknown as far as I concerned. However, one may be able to know the boundary conditions of the infiltration process, namely, the changes of the infiltration capacity of the catchment basin in space, as a function of time, rainfall intensity, field slope, soil moisture, soil type, etc. If it is assumed that there is a possibility of developing a dimensionless curve characterizing infiltration capacity as a function of time in a given point, based upon infiltration tests of a sufficient number, then the method to be described below may already be successful. In accordance with Fig. 1/a, the rate of infiltration may be written as

$$i = C - (i_0 + C) t^{-\alpha} \quad (4)$$

with α being a constant. According to experimental data, a constant value of C is attained within 20 to 30 minutes, if rainfall intensity remains unchanged, whilst in the first 8-14 minutes $i \gg C$ and instead of (4) one may write:

$$i = i_0 t^{-\alpha} \quad (5)$$

In case of short-time rainfalls with a duration of a few minutes up to 1-2 hours, the shape of the curve is of high importance, whilst in case of rainfalls lasting several hours, the assumption of a constant rate of infiltration offers a fairly good approximation (in case of a half-hour rainfall, approximation through a constant shows an error 10% only, when compared with the actual value, as it appears in Fig. 1/b) [7]. According to the above, the curve of infiltration may be determined in three steps.

a) In accordance with Eq. 5, the steep initial limb is defined by the two parameters i_0 and α . Thus, in order to produce an infiltration curve, one has to find realistic values of i_0 and α by varying these two parameters. If one is able to make a fairly accurate assumption for the value of one of the parameters, then the determination of the required values by means of iteration becomes much simplified.

b) After about half an hour, infiltration attains the constant value C . This being a single parameter, its determination is relatively simple.

c) For the intermediate period between the one defined by Eq. (5) and a constant rate of infiltration, the relationship of Eq. (4) will hold. Derivation of the latter, however, by means of integration is rather time-consuming, due to the three parameters i_0, C and α . This period lasts but for a few minutes and thus, it may prove justified to neglect this stretch of the curve and it will suffice to consider the limbs described

under a) and b).

Infiltration curves characterizing the catchment basin can be determined on the basis of field infiltration tests, and are defined by the following dimensionless form:

$$i(t) = \frac{f(t) [\text{mm/hr}]}{f_{\max} [\text{mm/hr}]} \quad (6)$$

with $f(t)$ being the measured rate of infiltration in function of time and $f_{\max}$ the maximum value of the former function. In lack of local measurements one may adapt such curves originating from other watersheds, by applying the principle of hydrological analogy.

Furthermore, the present method assumes the knowledge of a total runoff volume pertaining to a particular flood wave, a condition to be easily fulfilled by knowing discharge data of the gauge section investigated.

Thus, the following data are assumed to be known

- Distribution of the rainfall in time
 - Average ratio of runoff of the flood wave investigated
 - Dimensionless form (6) of the infiltration curve
- Variation with time of the infiltration pertaining to the investigated runoff is desirable.

1. The case of a constant-infiltration line.

At first, let us investigate the case where infiltration does not change with time. The rainfall should be characterized by means of series of rainfall intensity data $\{h_j\}_{j=1}^n$ where the subscript is varying with the time units. Let C be wanted value of infiltration (Fig. 1/c).

Thus, the series of effective rainfall data can be calculated from the relationship

$$\ell_j = h_j - C \quad (7/a)$$

with regard to the condition

$$\text{if } (h_j - C) < 0 \text{ then } \ell_j = 0 \quad (7/b)$$

In conformity with the duration of effective rainfall, one may write:

$$\alpha \sum_{j=1}^n h_j = \sum_{j=1}^n \ell_j = \sum_{j=1}^n (h_j - C) \quad (8)$$

with the infiltration value C being the only unknown. A direct solution of Eq. (8) is made however difficult by the fact that C can be determined by iteration only, as seen from the condition (7/b) referring to ℓ_j .

As a first approximation, the value C_0 is assumed and then from C_0 the sequence $C_1, C_2, \dots, C_m$ established so as to let C_m converge to 0, if Eq. (8) is successively approximated with regard to Eq. (7) or in other words:

$$C_m \rightarrow C \text{ if } f \rightarrow 0 \text{ where } f = \left| \sum_{j=1}^n \alpha h_j - \sum_{j=1}^n \ell_j \right| \quad (9)$$

Let the initial value C_0 be

$$C_0 = \frac{\left| \sum_{j=1}^n h_j \right| (1-\alpha)}{n_0} \quad (10)$$

with n_0 being the number of non-zero terms of the series h_j . The division through n_0 instead of n (the overall number of terms) helps to attain a more rapid convergence of the value C_m . As a next step, the value of expression (9) has to be calculated by using C_0 as assumed before and also with regard to Eq. (7/b), yielding thus the error of approximation:

$$\text{if } f_1 = \left| \sum_{j=1}^n (h_j - C_0) - \alpha \sum_{j=1}^n h_j \right| \quad (11)$$

Next, one has to correct the value of C_0

$$C_1 = C_0 + \frac{f_1}{n_1} \quad (12)$$

with n_1 being the number of non-zero terms in ℓ_j as obtained during the first approximation. The iteration can be continued until a prescribed degree of accuracy is obtained.

2. The case of a non-constant infiltration curve.

After having discussed the most simple case of constant rate of infiltration, let us go over to a more general case where the infiltration curve is given by a certain function. This occurs e.g. if the infiltration curve can be characterized by means of an interval function only. One has to find the linear transformer X , transforming the characteristic curve so as to satisfy Eq. (8) with the following modifications (analogously to Eqs. (7)-(12)).

$$\ell_j = h_j - b_j X \quad (13)$$

$$\text{if } (h_j - b_j X) < 0, \text{ then } \ell_j = 0$$

$$\alpha \sum_{j=1}^n h_j = \sum_{j=1}^n \ell_j = \sum_{j=1}^n (h_j - b_j X) \quad (14)$$

In order to solve the problem, a sequence X_m is wanted (analogously to C_m) that satisfies

$$X_m \rightarrow X \text{ if } f = \alpha \left| \sum h_j \right| - \left| \sum \ell_j \right| \rightarrow 0 \quad (15)$$

The construction of the sequence X_m is similar to the one already discussed in connection with a constant rate of infiltration. As initial value, the expression

$$X_0 = \frac{(1-\alpha) \sum_{j=1}^n (h_j - h_j)}{\sum_{j=1}^n b_j}$$

can be suggested. This represents a weighted mean instead of the previous simple arithmetic mean. In order to obtain a more rapid convergence, in the denominator, only weighting factors b_j of the non zero terms h_j have to be summed.

Eqs. (11) and (12) are now replaced by

$$f_1 = \sum_{j=1}^n (h_j - b_j X_0) - \alpha \sum_{j=1}^n h_j \quad (16)$$

$$\text{if } (h_j - b_j X_0) < 0 \text{ then } b_j = 0$$

$$X_1 = X_0 + \frac{f_1}{\sum b_j} \quad (17)$$

3. General solution

When applying an infiltration curve obtained from the characteristic curve of Chapter 2) by means of the transformation X it was assumed tacitly that rainfall intensity at the moment j has at least attained or even exceeded the water-absorbing capacity ($b_j X$) of the soil and thus, the rainfall at the time moment $(j+1)$ is divided into an effective and an infiltrating part according to an infiltration boundary value ($b_{j+1} X$) which pertains to the next $(j+1)$ -th time unit. Generally, this condition is not fulfilled. One has to find ways to eliminate this difficulty.

Let us suppose of having assumed the initial value X_0 . Now, one has to investigate how far the value of effective rainfall is influenced by the conditions (7/b) and (12) respectively.

3.1. If $(h_1 = b_1 X_0) < 0$ then $\ell_1 = 0$

3.1.1. When calculating ℓ_1 , one has to consider that, mathematically speaking, there is an unexploited water-absorbing capacity of $(b_1 X_0 = h_1)$, to be added to the capacity value $(b_2 X_0)$ in a way, however, not allowing to their sum to exceed the limit given as $(b_1 X_0)$. Thus, if

$$b_2 X_0 + (b_1 X_0 - h_1) \leq b_1 X_0$$

then the left-side value has to be taken as a limit, that is:

$$h_2 - [X_0(b_1 + b_2) - h_1]$$

should be subjected to a repeated investigation according to 3.1. or 3.2. (see later).

3.1.2. Again, if $b_2 X_0 + (b_1 X_0 - h_1) \geq b_1 X_0$ then the right-side boundary value has to be taken and the value $(h_2 - b_1 X_0)$ should be investigated in accordance with 3.1. or 3.2, respectively.

3.2. If $(h_1, b_1 X_0) \geq$, then the left side is equal to the effective rainfall ℓ_1 . As a next step, the value

$$h_2 - b_2 X_0$$

has to be examined in accordance with 3.1. and 3.2.

The following step consists of correcting the value of the transformer X_0 . In agreement with (11) or (16), error of the approximation is given by the term

$$(\alpha \sum h_j - \sum \ell_j)$$

and this has to be distributed among non-zero elements of the effective rainfall calculated in the first approximation, in proportions which correspond to limiting values of the infiltration curve, i.e.:

$$X_1 = X_2 + \frac{(\alpha \sum h_j - \sum \ell_j)}{\sum h_j}$$

A computer programme has been prepared for the above described method and the general case is illustrated by an example (Fig.2). For a constant rate of infiltration, no computer is needed.

III. Determination of the unit hydrograph

After having determined the series of effective rainfall data, let us return to the solution of symbolic equation (1). When doing this, two problems will arise.

1. When rearranging the matrix equation (1) one obtains

$$Q = V \cdot L = L \cdot V \quad (1/a)$$

where

$$L = \begin{vmatrix} \ell_1 & 0 & 0 & \dots & \dots \\ \ell_2 & \ell_1 & 0 & \dots & \dots \\ \ell_3 & \ell_2 & \ell_1 & \dots & \dots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \end{vmatrix}$$

V is the column matrix of the wanted ordinates of the unit hydrograph. If m is the number of the ordinates of effective rainfall and n is the number of unit hydrograph ordinates for equal time units, then the number of the unknown ordinates of the unit hydrograph will be

$$P = n - (m - 1) \quad (19)$$

and save $m=1$ this means that the number of equations is higher than the number of the unknowns to be found

$$n > P \quad (20)$$

Thus, the system of equations is over-determined. This means that either there is an excess number of equations, or else, the relationship is a non-linear one.

Another problem in solving the system of equations is that the mathematical solution has to satisfy boundary conditions of a physical nature. The most important of these conditions is that the unit hydrograph ordinates should be positive ones, which is not safeguarded by the mathematical solution of the equations. In addition, the unit hydrograph obtained is expected to reflect the basic forms of flood waves (rising limb, peak, descending limb, etc.). Further conditions of not physical but rather methodological character require that the flood hydrograph calculated on the basis of the unit hydrograph previously determined, should agree with the actual hydrograph first of all in the range of the peak values.

Thus, the problem consists of solving an over-determined system of equations with respect to physical and methodological conditions. Due to the complexity of the solution, it is not possible

le to recommend an unequivocal, computer method to be applied in every case.

Fig. 3 shows the schematic diagram of solving the problem of the unit hydrograph.

Basic data of the problem include the time series of data of the effective rainfall as determined by the above described method, and the series of discharge data of the reference section.

By rainfall series a time sequence of data are always meant, which are characteristic of the catchment basin and have been selected or established by means of certain considerations (e.g. the taking of averaged values). In accordance with (1/a), the set of basic data is incorporated in the vector Q and the matrix L .

Owing to the fact that the assumption of linearity becomes untrue, the solution of the over-determined system of equations can be achieved by iteration only. As a first step of the iteration, one has to make an assumption for the initial value(s). It is advisable to choose the maximum ordinate of the unit hydrograph as an initial value, since a good assumption may lead to a rapid solution, the system being most sensitive to changes in the maximum value. The choice of the maximum ordinate of unit hydrograph is made possible through the analysis of the system of equations.

After having made an assumption for the initial value(s), one has to depart from those equations which contain the starting data, in order to solve the system of equations. The obtained results should be checked with respect to their fulfilling the boundary conditions.

If the solution obtained does not satisfy the conditions a), b), c) then the initial values should be corrected, and the computation repeated. Repetitions are needed as long as the solution does not satisfy our boundary conditions.

The quickness of obtaining a final solution is much depending upon the quality of the corrections performed. Owing to the complexity of the conditions, this operation is not suited for computer programming.

Obviously, every pertinent set of a flood wave and a rainfall time sequence defines a unit hydrograph. The set of unit hydrographs thus obtained for a control section may yield important data both for design and forecasting. An example for unit hydrograph determination is shown in Fig. 4.

IV. Forecasting by means of the unit hydrograph

Owing to the shortness of available time, it is always difficult to forecast torrential floods of small catchment basins. Presently, a methodological example for forecasting will be given. The size of the catchment basin pertaining to the control section is 3.9 sq.km, thus the solution to be described is but a model test performed in natural

conditions and yielding methodological hints only. Basic data required for forecasting area are as follows:

- a) The time sequence of actual rainfall data
- b) Knowledge of the state of the catchment basin prior to the flood. Our forecasting system is efficient only if the momentary state of the catchment basin is to be characterized by one, or a few parameters, and these are continuously known as a function of time. The chief factors influencing the rate of runoff are the moisture content and water-absorbing capacity of the soil, and the state of vegetation cover. In knowledge of these data it becomes possible to make a fair estimate of the runoff coefficient.

If the basic data are known, the flood hydrograph is to be determined as follows:

1. As a first step, it is possible to establish the time sequence of effective rainfall by applying the described method and by using the given time sequence of actual rainfall data and the average runoff coefficient forecast from natural conditions.

2. The second step is to make a choice for the shape of the unit hydrograph. A flood wave shape is obtained as one of a dimensionless set of curves if each one of the unit hydrographs obtained from the investigation of actual runoffs becomes divided by its maximum ordinate. From the point of taking defensive measures, unfavourable cases are represented by steeply rising floods with a high peak flow. Thus it is expedient to select flood waves of such shape for forecasting purposes (Fig. 5).

3. The third step consists of selecting a maximum ordinate for the unit hydrograph, aided by Fig. 6.

4. In knowledge of the sequence of effective rainfall and of the unit hydrograph, it is already possible to construct the flood hydrograph wanted.

It should be noted that instead of the above described processing of unit hydrographs, if a sufficient number of flood waves is known, it is also possible to carry out a processing by mathematical statistics. Namely, a set of unit hydrographs can also be considered as a set of stochastic variables, and as continuous functions with independent increments, they may be regarded as stochastic Gauss processes.

V. Results

The now described method yields a solution for one of the cardinal problems of linear model analyses, the determination of the effective rainfall. In knowledge of the time sequence of effective rainfall, the system analysis becomes highly simplified and there remains only to find a solution for

problems arising out of non-linearity. This solution is attempted in the second part of the paper. The method is applicable to small catchment basins with an area less than 5,000 sq.km. The unit hydrograph may be used, of course, not only for forecasting purposes but also for the dimensioning of stream channels, reservoirs, etc.

R E F E R E N C E S

1. Salamin P.: Consequences hydrologiques et économiques des travaux d'hydraulique agricole sur le bilan hydrologique des sols. Société Hydrotechnique de France, XI^{mes} Journées de l'Hydraulique. Paris 1970.
2. Vágas I. Az átfolyás elméletének egyes kibernetikai vonatkozásai.

Einige kibernetische Beziehungen der Durchfluss-Theorie). Hidrológiai közlöny, 1968/9. (In Hungarian, with summaries in Russian and German.)

AVERAGE SEEPAGE CHARACTERISTICS

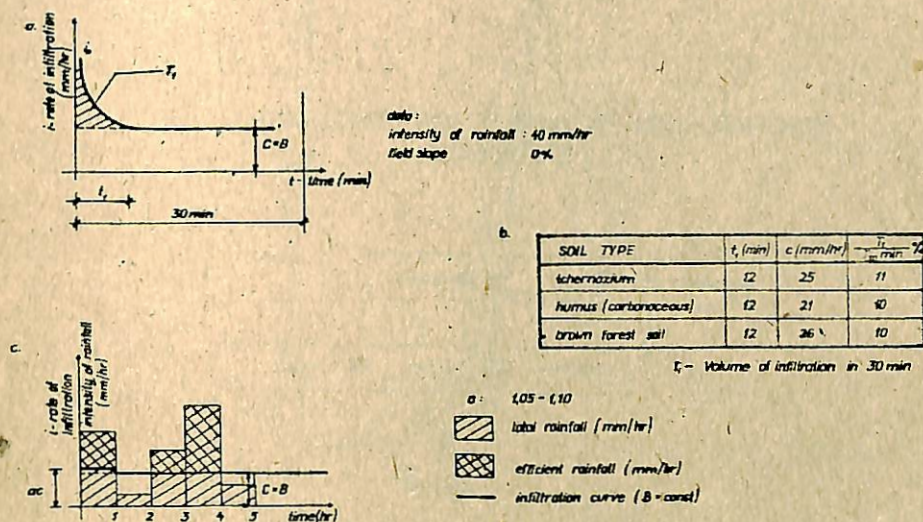


Fig. 1

CALCULATION OF EFFICIENT RAINFALL (RESULT OF A COMPUTER-SOLVED EXAMPLE)

CONVERGENCE DIAGRAM (PERTAINING TO THE ITERATIVE COMPUTER PROBLEM)

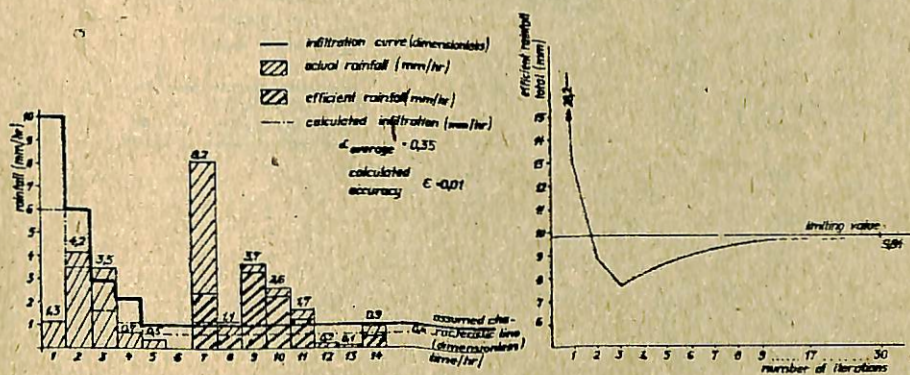


Fig. 2

SCHEMATIC FLOW DIAGRAM OF UNIT HYDROGRAPH DETERMINATION

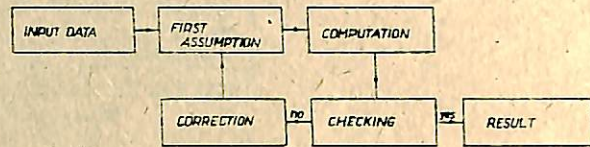


Fig.3

COMPUTATION EXAMPLE FOR A UNIT HYDROGRAPH

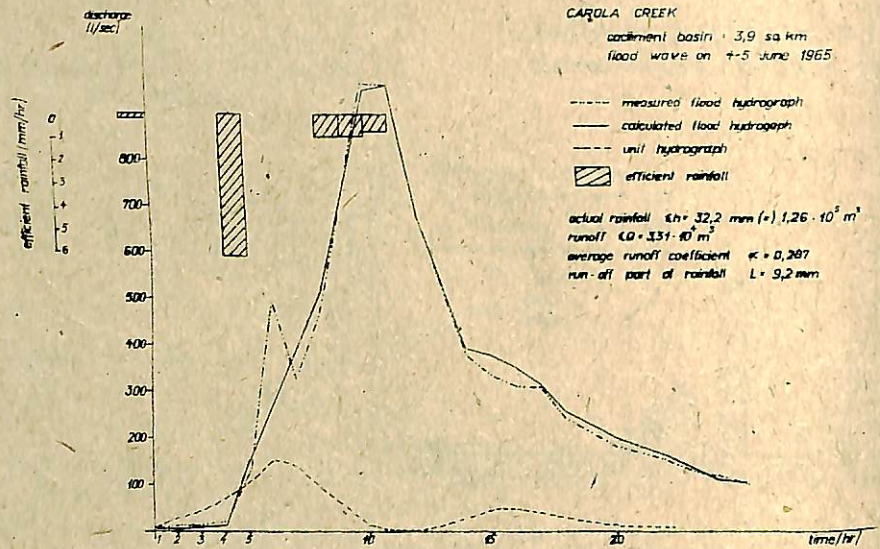


Fig.4

REDUCED UNIT HYDROGRAPH

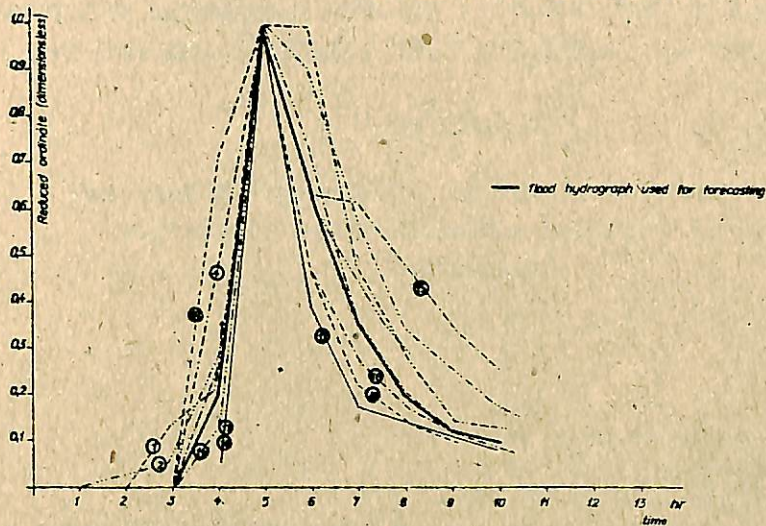


Fig. 5

DETERMINATION OF RUNOFF

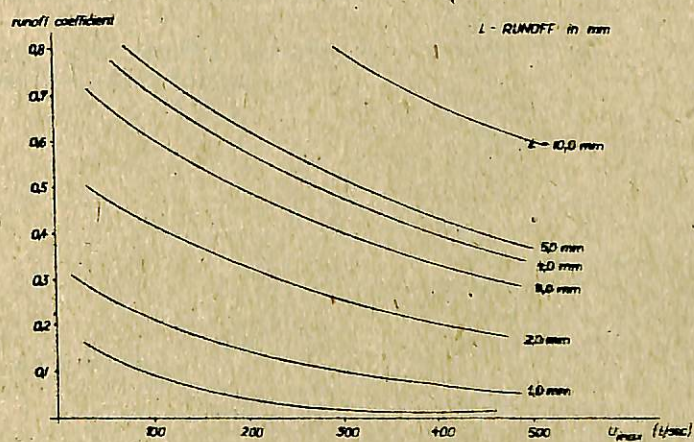


Fig. 6

PRAKTISCHE ERFAHRUNGEN MIT DER ANWENDUNG DES UNIT-HYDROGRAPH- VERFAHRENS AN EINEM ÖSTERREICHISCHEN DONAUZUBRINGER

GUTKNECHT, D.

Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasser-
 wirtschaft der Technischen Hochschule, Wien
 Österreich

Р е з ю м е

Целью настоящей работы было получение данных о влиянии различных параметров на точность расчета паводков на горной реке при помощи метода единичного гидрографа.

Исследования проведены в бассейне р.Штейр, расположенном в северных Известняковых Альпах, площадь его водосбора - 900 км². Паводки на этой горной реке имеют обычно весьма крутой подъем, а максимальный расход воды наблюдается уже через несколько часов после начала осадков.

В результате исследований предполагалось уточнить, в какой мере сказывается на точности расчетов величина площади бассейна, выбор условного интервала времени и распределение осадков в бассейне.

Полученные результаты подтверждают возможность составления прогнозов паводочных расходов.

weisen einen überaus steilen Anstieg auf und erreichen ihren Scheitelabfluß bereits wenige Stunden nach Niederschlagsbeginn.

Die Untersuchungen sollen darüber Aufschluß geben, in welchem Ausmaß die Größe des Einzugsgebietes, die Wahl des Bezugszeitintervalles und die Verteilung der Niederschläge im Einzugsgebiet die Berechnungen beeinflussen.

Eine Gegenüberstellung der Ergebnisse erlaubt Hinweise auf eine mögliche Hochwasservorhersage.

S u m m a r y

It was the aim of the paper in hand to get information about the influence of the various parameters on the accuracy of the flood computation of a mountain-river by the aid of the unit-hydrograph method.

The investigated river-system of the Steyr is situated in the "Nördlichen Kalkalpen" and covers an area of about 900 km². The floods of this mountain-river show a very fast increase and reach their peak discharge already a few hours after the beginning of rainfall.

The investigations shall reveal the extent of the influence of the dimensions of the catchment area, of the choice of the unit time-interval, and of the distribution of the precipitation in the catchment area on the computations.

A comparison of the results allows to draw conclusions for an eventual flood-forecast.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, Angaben über den Einfluß verschiedener Parameter auf die Genauigkeit der Hochwasser-Berechnungen mittels des Unit-hydrograph-Verfahrens bei einem Gebirgsfluß zu erhalten.

Das untersuchte Flußgebiet der Steyr liegt in den nördlichen Kalkalpen und hat eine Größe von rund 900 km². Die Hochwässer dieses Gebirgsflusses

Einleitung

Bei einer großen Zahl österreichischer Donauzubringer handelt es sich um typische Alpenrandflüsse, deren Einzugsgebiete durch inhomogenen geologischen und morphologischen Aufbau gekennzeichnet sind. Die ausgeprägte orographische Gliederung dieser Gebiete drückt sich in einer starken örtlichen und zeitlichen Variabilität der Niederschläge aus. Mit der vorliegenden Arbeit soll untersucht werden, inwieweit diese Verhältnisse auf die Genauigkeit von Hochwasserberechnungen nach dem Unit hydrograph (UH)-Verfahren von Einfluß sind.

Von den in Betracht kommenden Flußgebieten wurde nach Prüfung der Beobachtungsunterlagen das Gebiet der Steyr ausgewählt. Die Steyr durchzieht nach ihrem Ursprung in den Kalkhochalpen im Mittellauf die Kalk- und Dolomittoralpen und tritt, nachdem sie noch die Flyschzone durchquert hat, auf dem letzten Stück vor ihrer Mündung in die Enns in das Alpenvorland aus. Im Einzugsgebiet der Steyr befinden sich 3 Schreibpegelstationen, für die Durchflußangaben auch im Hochwasserbereich zur Verfügung stehen. Zur Gewinnung der Niederschlagsdaten standen im Gebiet von Klaus ($E = 542,4 \text{ km}^2$) 2 Ombrographenstationen (1 Station/ 270 km^2) und 10 Ombrometerstationen (1 Station/ 54 km^2) zur Verfügung. Das gesamte Einzugsgebiet (Pegel Pergern, $E = 898,1 \text{ km}^2$) weist 3 selbstschreibende und 13 täglich einmal abgelesene Niederschlagsstationen auf (1 Station/ 300 km^2 bzw. 1 Station/ 70 km^2).

Durchführung der Untersuchungen

Vor Beginn der eigentlichen Untersuchungen mußten - den Voraussetzungen des UH-Verfahrens [1,4] Rechnung tragend - die Ganglinie des Direkt-Abflusses und der Effektivniederschlag eines jeden Hochwasserereignisses bestimmt werden. Die Trennung von Direktabfluß und Grundabfluß erfolgte nach den in der Literatur angegebenen, üblichen Methoden [4].

Bei der Ermittlung des Hochwasserregens war zu berücksichtigen, daß fast alle Beobachtungsstationen im Tal gelegen sind und die zum Teil wesentlich größeren Niederschlagsmengen in den Höhenlagen somit nicht direkt erfaßt werden. Eine Bestimmung des Gebietsmittels des Niederschlages war jedoch für den langjährigen durchschnittlichen Jahresniederschlag möglich. Für diesen Fall konnte somit ein Faktor f ermittelt werden, der eine Umrechnung der in den Stationen beobachteten Niederschlagshöhen in einen Gebietsniederschlag ermöglicht. Dieser Faktor wurde näherungsweise auch für einzelne Hochwasserereignisse als gültig angesehen

und für die Berechnung der Hochwasserregen herangezogen. Die zeitliche Verteilung der Niederschläge während eines Ereignisses wurde über das gesamte Gebiet gleich angenommen und durch arithmetische Mittelung der beobachteten Niederschlagsganglinien gewonnen. Der Effektivniederschlag wurde unter der Annahme einer konstanten Verlustrate nach der Φ -Index-Methode ermittelt.

Aus den vorhandenen Aufzeichnungen wurden für jede der 3 Pegelstationen KLAUS, MOLLN und PERGERN rund 10 Hochwasserganglinien ausgewählt. Dabei zeigte sich, daß die erhaltenen Wellen zum Großteil komplexe Hochwasserereignisse darstellen, deren einzelne Phasen nicht voneinander zu trennen sind. In solchen Fällen ist eine Ermittlung des UH's nur über den Einsatz von Computern möglich, weil die dabei auftretenden Gleichungssysteme in der Regel sehr groß werden [3,5]. Diese Gleichungssysteme sind im allgemeinen überbestimmt, und zwar mit dem Grad $(m - n) = (k - 1)$, wenn m die Anzahl der Abflußwerte, n die Anzahl der UH-Ordinaten und $k (>1)$ die Anzahl der Niederschlagsintervalle bedeuten. Es ist daher in der Regel möglich, diese Gleichungssysteme nach dem Prinzip der kleinsten Quadrate zu lösen.

Im vorliegenden Fall wurde für die Berechnungen in das allgemeine Computer-Programm ein Bibliotheksprogramm LLSQ eingebaut, das unter Anwendung von "Householder-Transformationen" die Koeffizientenmatrix in eine obere Dreiecksmatrix umformt und anschließend durch Rücksubstitution die Unit-hydrograph-Ordinaten berechnet. Da die so gewonnenen UHs in manchen Fällen keinen gleichmäßigen Verlauf, in Einzelfällen auch 2 Scheitel sowie negative Werte aufwiesen, wurde das Programm noch durch eine anschließende Glättung ergänzt.

Die Ermittlung von UHs nach diesem Verfahren erfordert verhältnismäßig große Computer mit einer entsprechenden Anzahl von Speicherplätzen. Da solche Rechenanlagen derzeit noch nicht überall zur Verfügung stehen, sollten in einer Paralleluntersuchung UHs auch nach der klassischen Methode [1,4] ermittelt und den mit dem Computer berechneten gegenübergestellt werden. Zu diesem Zweck wurden aus den vorhandenen Hochwasserwellen jene ausgewählt, die sich aus einem verhältnismäßig konzentrierten und gleichmäßigen Regen ergaben. Durch Reduktion der Abflußganglinien durch den Effektivniederschlag von der Dauer t_0 ergaben sich Unit-hydrographs UH ($t_0; t$) der entsprechenden Bezugsdauer t_0 . Mittels des S-Kurven-Verfahrens [2] können daraus UHs beliebiger Bezugsdauer ermittelt werden.

Zunächst sollte anhand der UH-Berechnungen für den Pegel Klaus der Einfluß verschiedener Faktoren auf Größe und Gestalt der ermittelten UHs festgestellt werden. Abb. 1 zeigt die mit dem Computer-Programm auf der Basis eines 1-Stunden-Intervalles berechneten UHs. Bei prinzipiell gleicher Grundgestalt unterscheiden sich die gewonnenen Kurven sehr stark in der Ausbildung des Scheitelbereiches. Die Ursache dafür wurde in der unterschiedlichen Struktur der Niederschlags-Ereignisse vermutet. Entsprechende Untersuchungen mit verschiedenen Kenngrößen der Hochwasserregen (Regenhöhe, Regenstärke, Regendauer und Verteilung) lassen eine Abhängigkeit zwischen den ermittelten UH-Scheiteln und dem Abstand des Regenschwerpunktes vom Regenbeginn (s. Abb. 1a) bzw. von der Regendauer erkennen.

Weitere Untersuchungen galten dem Einfluß der Bezugs- oder Einheitsdauer t_0 . Die Abbildungen 2 und 2a zeigen eine Gegenüberstellung einiger Ergebnisse und lassen die zu erwartende Abnahme der UH-Scheitel mit der Zunahme der Bezugsdauer erkennen. Weiters ist daraus zu ersehen, daß die Ergebnisse der Computer-Berechnungen gut mit den in üblicher Weise gewonnenen - im Diagramm durch andere Signatur gekennzeichneten - Werten übereinstimmen. Diese Übereinstimmung geht auch aus den Hochwasser-Berechnungen hervor. Die folgende Tabelle enthält die Ergebnisse dieser Berechnungen. Es zeigt sich,

Hochwasser	Deviation				
	KLAUS		MOLLN	PERGERN	
	UH(1;t) _S	UH(1;t) _S	UH(1;t) _S	UH(1;t) _S	UH(1;t) _S
25.7.1956	3,86	3,21	2,97	7,99	3,14
13.9.1956	-	-	-	3,20	2,76
19.4.1959	3,79	2,82	1,92	19,52	1,78
14.6.1959	6,19	5,11	5,26	11,17	-
21.7.1959	3,46	4,49	4,77	-	2,30
13.8.1959	4,05	3,94	3,62	8,41	2,43
23.7.1966	3,29	3,89	3,97	6,85	3,86
9.8.1966	6,15	7,25	10,20	3,36	5,61
18.7.1968	4,73	3,82	4,82	3,37	1,15
Durchschnitt	4,44	4,32	4,69	7,98	2,88

daß die Anwendung des nach dem S-Kurven-Verfahren ermittelten UH(1;t)_S in diesem Fall zu im Durchschnitt praktisch gleich guten Ergebnissen führt wie die Anwendung des computerberechneten UH(1;t)_C. Als Maß für die Genauigkeit der Berechnungen wurde die von Schultz [5] empfohlene "hydrologische De-

$$Dev = \frac{2 \cdot 100 \sum_{n=1}^n |Q_{ber} - Q_{beob}| \cdot Q_{beob}}{n \cdot Q_s^2}$$

gewählt. Darin bedeuten Q_{ber} und Q_{beob} den berechneten bzw. den beobachteten Abfluß und Q_s den gemessenen Scheitelabfluß. Die Tabelle enthält ferner die Resultate der Berechnungen mit einem 2-Stunden-UH. Im Vergleich zu den Ergebnissen des 1-Stunden-UH's ergibt sich damit ein leichter Genauigkeitsverlust.

Den folgenden Untersuchungen wurden zusätzlich je 8 Hochwasserwellen der Pegel PERGERN und MOLLN zugrundegelegt. Die 1-Stunden-UHs werden in Abb. 3 - die auch ein Diagramm über die Abhängigkeit des UH-Scheitels von der Größe des Einzugsgebietes enthält - einander gegenübergestellt.

Während die Genauigkeit der Hochwasser-Berechnungen der obenstehenden Tabelle entnommen werden kann, zeigt Abb. 4 einige typische Resultate. Der Bewertung von Schultz folgend, sind mit einer Ausnahme alle Rückrechnungen als brauchbar, zum Großteil sogar als gut (Dev. < 8) zu bezeichnen.

Auffallend an den Ergebnissen ist, daß entgegen den Erwartungen die Abweichungen beim größten Gebiet am kleinsten sind. Den bisherigen Erfahrungen entsprechend [5], müßte mit Zunahme der Einzugsgebietsgröße die mit dem Unit-hydrograph-Verfahren erzielbare Genauigkeit abnehmen.

Bei einem Vergleich der Resultate scheiden allerdings die Ergebnisse für den Pegel Molln aus, da die Niederschlagsverhältnisse im Einzugsgebiet dieses Pegels durch die vorhandenen Beobachtungsstationen nur sehr unvollständig erfaßt werden. Vergleichbar sind somit nur die Ergebnisse der Stationen KLAUS und PERGERN.

Um zu einer Deutung der auftretenden Widersprüche zu gelangen, wurde die Entstehung jedes der in die Berechnungen mit einbezogenen Hochwässer näher untersucht. Dabei zeigte es sich, daß das für die Ausbildung der Steyr-Hochwässer am Pegel PERGERN maßgebende Niederschlags-Kerngebiet eine von Hochwasser zu Hochwasser verhältnismäßig stabile Lage aufweist. Im Gegensatz dazu treten bei den einzelnen Hochwässern im Teileinzugsgebiet der Steyr, dessen Abflußverhalten durch den Pegel KLAUS gekennzeichnet wird, relativ stärker voneinander abweichende Niederschlagsmuster auf. Berücksichtigt man ferner, daß die Gestalt eines UH's nicht nur von der zeitlichen, sondern auch von der örtlichen Verteilung der Niederschläge abhängt, so ist zu erwarten, daß bei Hochwasserberechnungen das Abflußverhalten in den Einzelfällen umso schlechter

durch den verwendeten gemittelten UH wiedergegeben wird, je stärker sich die Niederschlagsverteilung bei den einzelnen Ereignissen unterscheidet. Die größere Variabilität der Niederschläge im Einzugsgebiet von KLAUS kann somit eine Ursache für die größeren Deviationen bei den Berechnungen der Hochwässer dieses Pegels sein.

Neben den erwähnten Fehlerquellen sind ganz allgemein die vereinfachenden Annahmen bei der Ermittlung des Hochwasserregens sowie des Effektivniederschlags auf die Genauigkeit der Ergebnisse von Einfluß. Vor allem ist zu erwarten, daß durch die Annahme einer konstanten Infiltrationsrate besonders bei lange andauernden Regen die zeitliche Verteilung des Effektivniederschlags nicht mehr der Wirklichkeit entsprechend wiedergegeben wird. Der Verbesserung dieser Ansätze sollen weitere Untersuchungen dienen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß das Unit hydrograph-Verfahren zufriedenstellende Ergebnisse brachte. Das Verfahren erwies sich also auch unter den relativ ungünstigen Verhältnissen der Untersuchungsgebiete als ein brauchbares Mittel zur Berechnung von Hochwasserabflüssen. Nach einer entsprechenden Ergänzung durch Behelfe zur Ermittlung des Effektivniederschlags könnte das Verfahren auch gut als Kern eines Hochwasservorhersage-Verfahrens verwendet werden.

L i t e r a t u r v e r z e i c h n i s

- [1] Chow, ven te: Handbook of Applied Hydrology, McGraw-Hill Engineering Series, New York 1964
- [2] Chow, ven te: Hydrologic determination of waterway areas for the design of drainage structures in small drainage basins, University of Illinois, Engineering Experiment Station, Bulletin No. 462.
- [3] Lauterbach, D. - Glos, E.: Zur Anwendung des Unit-Hydrograph-Verfahrens, Wasserwirtschaft - Wassertechnik 16; 1966
- [4] Linsley, R.K. - Kohler, M.A. - Paulhus, J.L.H.: Hydrology for Engineers, McGraw-Hill Engineering Series, New York 1958
- [5] Schultz, G.: Die Anwendung von Computer-Programmen für das Unit-Hydrograph-Verfahren am Beispiel eines Donau-Zubringers (Iller), Berichte der Versuchsanstalt für Wasserbau der Technischen Hochschule München, Nr. 10.

Abb. 1: Unit-hydrographs für den Pegel
KLAUS/Steyr

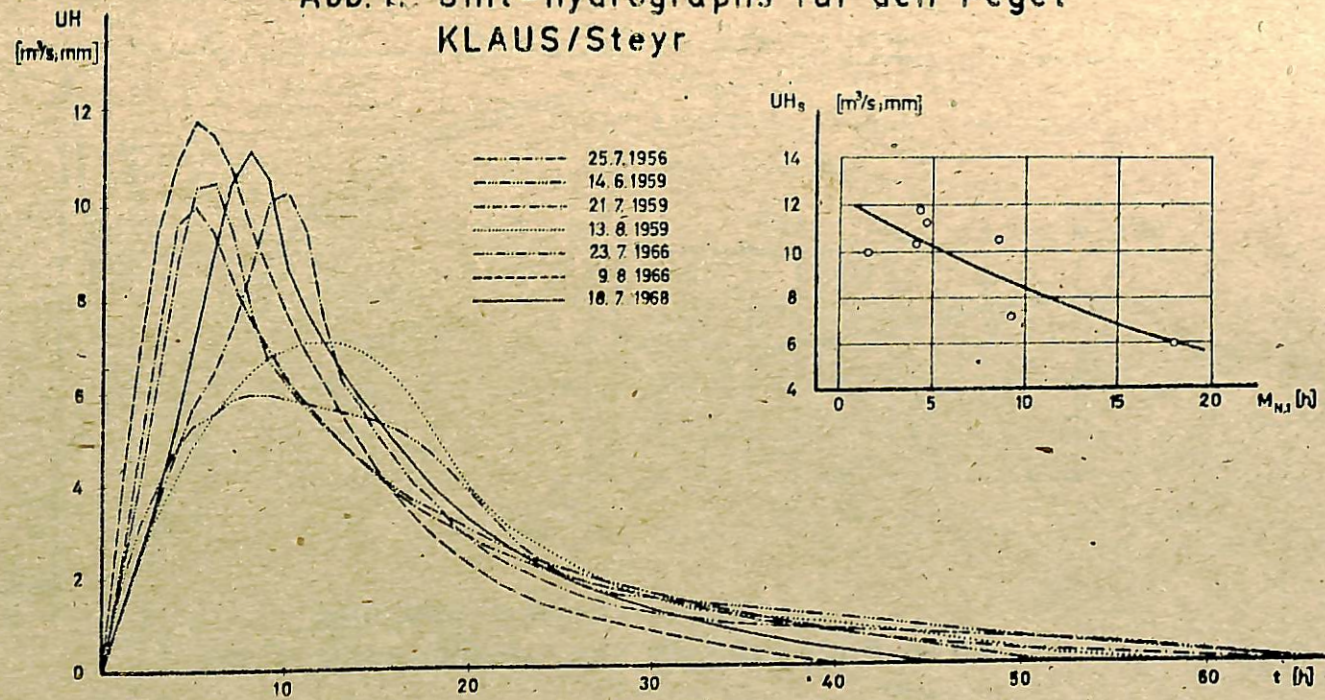


Abb.2: Abhängigkeit des Unit-hydrographs
von der Bezugsdauer

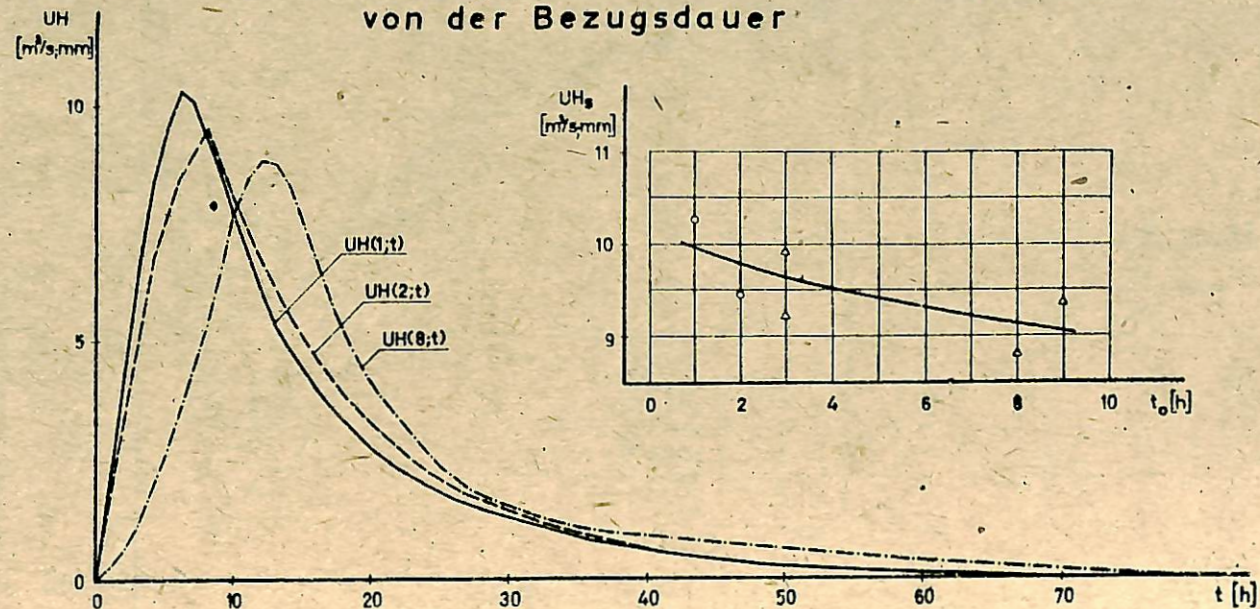
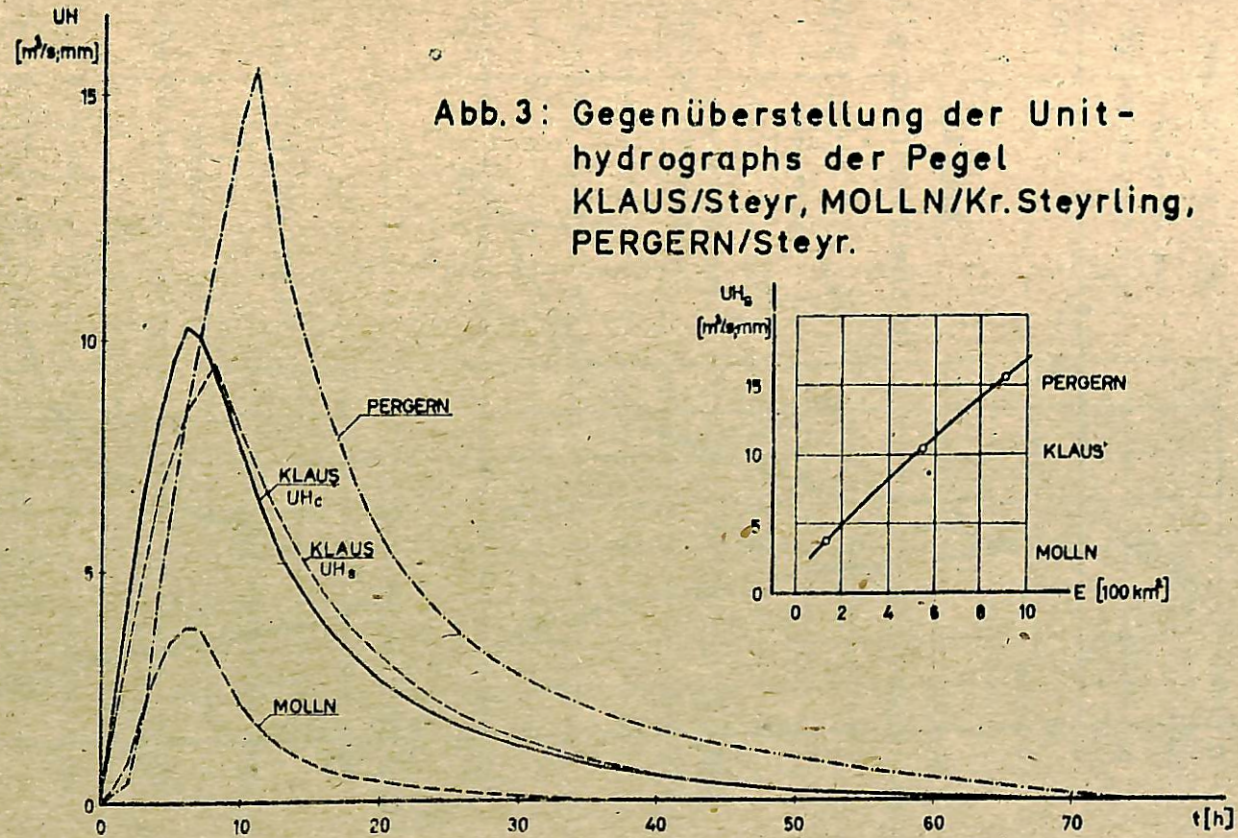


Abb.3: Gegenüberstellung der Unit-
hydrographs der Pegel
KLAUS/Steyr, MOLLN/Kr.Steyrling,
PERGERN/Steyr.



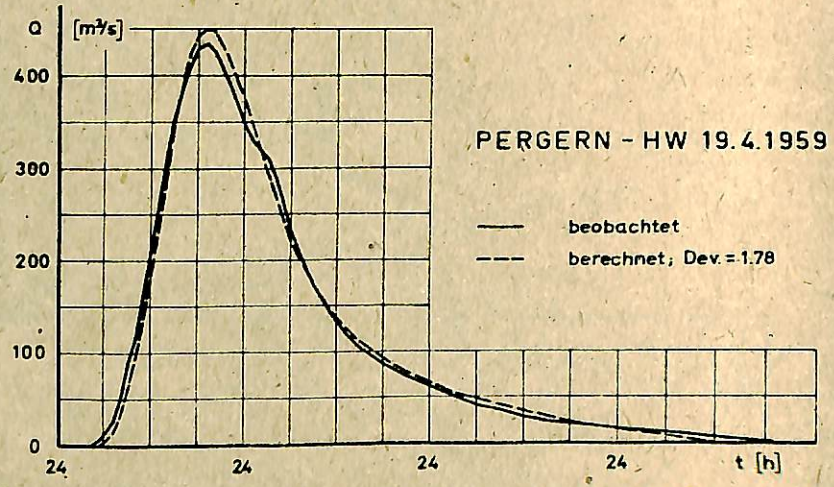
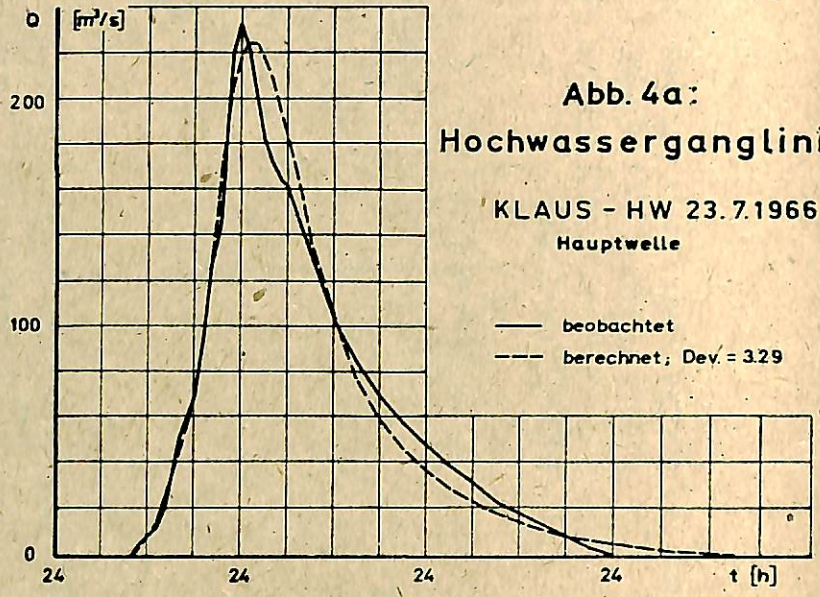
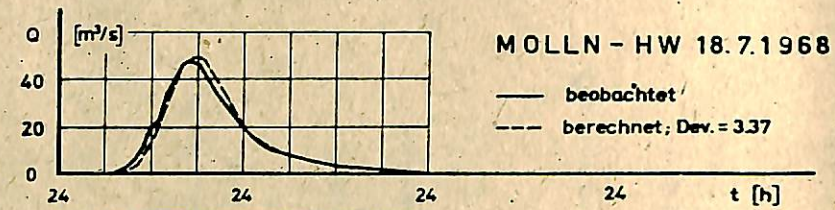
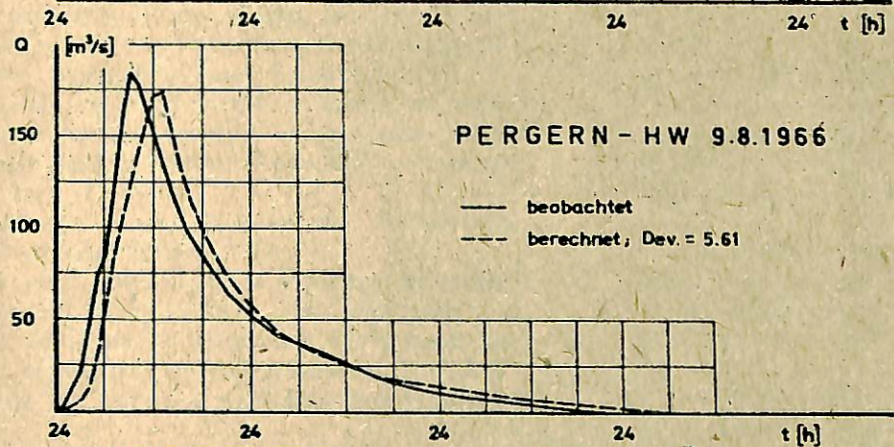
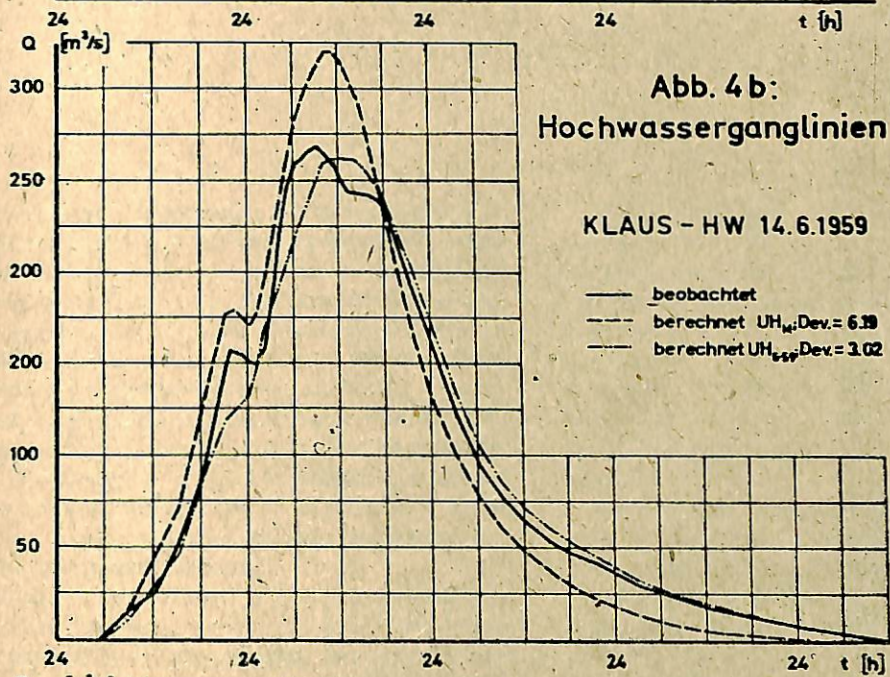
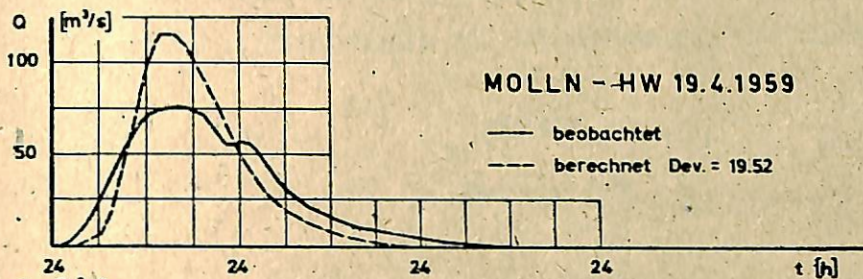


Abb. 4a:
Hochwasserganglinien



ZUR BEDEUTUNG DER RÄUMLICHEN UND ZEITLICHEN VERTEILUNG DES NIEDERSCHLAGES FÜR DIE HYDROLOGISCHE VORHERSAGE

RACHNER, M.

Berlin, DDR

Р е з ю м е

Рассматриваются проблемы, возникающие при анализе данных осадков с различной разрешающей способностью. Работа является вкладом в подготовку оптимизации наблюдательной сети для измерения осадков. Она служит также лучшей оценке репрезентативности измеряемых осадков, являющихся важным параметром различных гидрологических моделей.

Основой этой оценки являются такие статистические характеристики, как дисперсия, коэффициент вариации и отклонения в процентах данных измерений отдельных станций или различных вариантов групп станций от средних значений осадков по району.

Сделаны следующие выводы:

1. Наблюдательная сеть, в которой станции равномерно распределены по району, в общем имеет наибольшие преимущества. Она дает лучшие результаты, чем более густая сеть, неравномерно распределенная по территории.
2. Средние значения осадков по району не принципиально уточняются, а имеют прежде всего более высокую репрезентативность и надежность.

Во всех случаях следует учитывать особенности, зависящие от типа осадков.

Исследование первоначально проведено на избранных примерах в форме моделирования. Оно может не только служить началом дальнейших специальных работ, но и определять их направленность. Рекомендуется применение машинной вычислительной техники.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Die Probleme, die sich bei der Auswertung von Niederschlagswerten mit verschiedener zeitlicher Auflösung ergeben, werden behandelt. Die Arbeit ist als ein Beitrag zur Vorbereitung der Optimierung von Niederschlagsmeßnetzen gedacht. Zugleich soll sie dazu beitragen, die Aussagefähigkeit des gemessenen Niederschlages, als einer wichtigen Eingabegröße für hydrologische Modelle, in Abhängigkeit von verschiedenen Einflüssen besser einzuschätzen.

Als Grundlage dieser Beurteilung werden statistische Maßzahlen, wie Streuung, Variabilitätskoeffizient und die prozentuale Abweichung der Meßwerte einzelner Stationen bzw. verschiedener Stationsgruppenvarianten vom Gebietsmittel verwendet. Folgende Gesichtspunkte wurden bestätigt:

1. Meßnetze mit gleichmäßig über ein Gebiet verteilten Meßstellen bieten im allgemeinen die größten Vorteile. Sie liefern bessere Ergebnisse als dichtere, aber ungleichmäßig verteilte Netze.
2. Die Gebietsmittel des Niederschlages werden durch eine größere Anzahl von Meßstellen nicht grundsätzlich "verbessert", sondern vor allem sicherer und aussagefähiger.

In allen Fällen müssen Besonderheiten, die vom Niederschlagstyp abhängig sind, beachtet werden.

Die Untersuchung wurde zunächst an ausgewählten Testbeispielen in Form einer Modelluntersuchung durchgeführt. Sie kann als Ansatzpunkt und Orientierungshilfe für weiterführende gezielte Spezialuntersuchungen gelten. Die Anwendung der maschinellen Rechentechnik ist möglich und empfehlenswert.

Summary

This paper is concerned with the problems occurring in evaluating precipitation data of different time resolution and is suggested to be a contribution to facilitate the optimization of precipitation networks. It might, further, provide for more appropriate means to assess the information value of the measured precipitation on as a significant input parameter for hydrological models as a function of the various influences.

The investigation is based upon statistical data, such as standard deviation, variability coefficient and the percentage deviation of the mensured data of individual stations or various variants of groups of stations from the areal averages. The following aspects have been confirmed:

1. Precipitation networks with their measuring points evenly distributed over a selected area generally provide major advantages; they supply more reasonable results than do more dense but unevenly distributed networks.
2. Areal averages of precipitation are not necessarily "improved" by a greater number of measuring points, but they become more reliable and their information value increases

In all these cases the peculiarities originating from the precipitation type have to be taken into account.

This study was at this stage of research carried out with exemplary tests as a so-called model-type investigation. It might be considered as an approach and indication for further specialized investigations. Application of machine data processing is feasible and therefore recommended.

In der Fachliteratur werden Beispiele für die Modellierung und maschinelle Berechnung des Gebietsniederschlags (auch für kurze Zeitschritte) angegeben [5, 6]. Trotz dieser Fortschritte sind noch zahlreiche grundsätzliche Fragen der Raum - Zeit - Verteilung des Niederschlags zu klären [2]. Anlässlich des Symposiums "World water balance" (Reading 1970) wurde u.a. darauf hingewiesen, daß bei der Simulation hydrologischer Prozesse teilweise Rückschläge eingetreten sind, weil verschiedene Eigenheiten der Eingabedaten nicht genügend berücksichtigt wurden.

Mit der vorliegenden Arbeit soll ein Beitrag zur Schätzung der möglichen Fehler bei der Ermittlung der Raum - Zeit - Verteilung des Niederschlags für verschiedene Zeitintervalle (Stunden, Tage, Monate) und Netzverdichtevarianten (1, 3, 5, 10 Meßstellen für ein Gebiet von 184km^2) geliefert werden. Dabei wurde die Annahme gemacht, daß das arithmetische Mittel aller im Gebiet vorhandenen Meßstellen (17 Meßstellen, davon 13 mit Registriergeräten) als Bezugswert gilt. Die gefundenen Ergebnisse sind deshalb als auf dieses Mittel bezogene "Relativwerte" aufzufassen. Die Untersuchung stützt sich auf ausgewählte Fälle aus einer 6-jährigen Reihe im hydrometeorologischen Versuchsgebiet Selke/Harz (Abb. 1). Sie ist als Modell für weiterführende Arbeiten gedacht und soll ein Beitrag, zur Netzoptimierung unter Berücksichtigung von Erfordernissen der Hydrologie sein. Obwohl mit dem Material von nur 25 - 30 ausgewählten Situationen gearbeitet wurde, dürfen die Ergebnisse für die angegebenen Intervalle und Netzdichtevarianten als repräsentativ angesehen werden.

Dauerniederschläge haben im Mittel eine zeitliche Verteilung, die an eine Normalverteilung erinnert [1]. Die Intensitätszunahme vor Erreichen des Maximums ist jedoch wesentlich stärker als die Abnahme der Intensität nach Überschreiten des Maximums (starke Asymmetrie). Diese Form der Verteilung kann in erster Näherung als Modell der Zeitverteilung für Dauerniederschläge angesehen werden. Die zeitliche Starkregenverteilung ähnelt im Mittel ebenfalls einer Normalverteilung, jedoch mit ausgesprochener Hochgipfligkeit (posit. Exzeß).

Nach Ergebnissen verschiedener Autoren scheint es möglich zu sein, Modelle der Zeitverteilung des Niederschlags als Näherung für prognostische Zwecke zu verwenden [3, 4]. Grundsätzliche Bedeutung für die weitere Arbeit in dieser Richtung dürften Versuche haben, bei denen nach Beziehungen zwischen synoptischen Prozessen und den daraus resultierenden (Dauer)-niederschlägen gesucht wird [7].

Für die vorliegende Untersuchung wurden vorwiegend Niederschläge vom Dauerregentyp bearbeitet. Eine Verfeinerung der Aussagen ist durch die Gliederung des Ausgangsmaterials nach Niederschlagstypen möglich.

Für die statistischen Vergleiche wurden Stundenwerte als kleinste Zeiteinheit gewählt, obwohl auch kleinere Zeitintervalle hydrologisch wirksam sein können. Es wurden (das gilt auch für die Tagessummen) Niederschlagsmessungen der Monate Juni, Juli, August verwendet. Die Ergebnisse der statistischen Auswertungen sind in Abb. 2 enthalten. Es werden darin die verschiedenen Varianten (Zeitintervalle, Netzdichte) dargestellt. Dem Teil 2a ist zu entnehmen, in welchem Umfange die Abweichung

vom Bezugswert durch Netzdichte und Länge des Zeitintervalls beeinflusst wird.

Für die Bearbeitung der verschiedenen Meßstellen und Meßstellengruppen wurden die Absolutbeträge der Abweichungen der ausgewählten Einzelsituationen verwendet. Abb. 2b ergänzt die Darstellung in 2a, indem ein Eindruck vom Schwankungsbereich der mittleren Abweichung vermittelt wird.

Deutlich ist erkennbar, daß mit zunehmender Stationsdichte die Abweichungen vom Mittelwert zu nächst rasch, dann nur noch allmählich geringer werden.

Daraus ergibt sich u.a. die Frage, ob die Bezugswerte, gebildet aus 13 bzw. 17 Meßstellen, repräsentativ genug sind.

Linsley und Kohler [8] überprüften die Zuverlässigkeit der Mittel verschieden dichter Niederschlagsnetze mit Hilfe von 55 Meßstellen eines Sondernetzes. Bereits bei der Verwendung der Daten von 18 Meßstellen waren die Abweichungen vom Gesamtmittel (aus 55 Meßpunkten), unabhängig von der Niederschlagsmenge, ohne Bedeutung und erreichten etwa 3%. Die Netzdichte entsprach etwa derjenigen im Versuchsgebiet Selke. Es dürfte deshalb gerechtfertigt sein, das Mittel aus den 17 Stationen mit geringen Einschränkungen als repräsentativ anzunehmen.

Aus der Analyse der Monatswerte ergeben sich folgerungen, die auch für die Untersuchung kürzerer Zeitintervalle wichtig sein können. So konnte bestätigt werden, daß Streuung und Variabilität der Monatsniederschläge verschiedener Sommermonate vom Anteil stärkerer Niederschläge an der Monatssumme abhängig sind.

Aus dem Jahresgang der Streuung und des Variabilitätskoeffizienten der Monatsniederschläge kann jedoch entnommen werden, daß die Maxima dieser Maßzahlen nicht wie zu erwarten im Sommer (größter Starkregenanteil), sondern in den Herbst- und Wintermonaten auftreten. Dieser zunächst überraschende Effekt, der im Widerspruch zu den obigen Ergebnissen zu stehen scheint, kann aus den klimatischen Besonderheiten des Untersuchungsgebietes erklärt werden. Der Vergleich der Jahreszeitensummen des Niederschlages (6jährige Mittel) je eines Stationspaares aus dem oberen und dem mittleren Teil des Gebietes ergibt folgende Unterschiede (bezogen auf das Mittel dieser 4 Stationen):

Winter	:	+ 36%
Frühjahr	:	+ 18%
Sommer	:	+ 19%
Herbst	:	+ 28%

Die deutliche Zunahme der positiven Abweichung in den oberen Gebietsteilen im Herbst und Winter weist auf die Wirksamkeit eines besonderen Niederschlagsregimes, das vor allem in den Wintermonaten wirksam wird, hin. Höheneffekte können dagegen ver-

nachlässigt werden. Diese Überlegungen zeigen, daß der Begriff "Repräsentativität" sei er auf eine einzelne Meßstelle oder auf das Meßnetz eines Einzugsgebietes bezogen, als "Variable" aufzufassen ist. Die Repräsentativität der Punktmessungen ist nicht nur von Parametern wie Niederschlagsmenge, -dauer und -intensität, sondern auch von jahreszeitlichen und klimatischen Einflüssen sowie von Gelände- und Standortparametern abhängig.

Im Untersuchungsgebiet haben die im Zentrum des Gebietes liegenden Meßstellen besondere Bedeutung für die flächenmäßige Verallgemeinerung. Netzvarianten, bei denen Meßstellen aus den verschiedenen Teilen des Gebietes gleichmäßig berücksichtigt werden, repräsentieren das Gebietsmittel ebenfalls in befriedigender Weise. Als Kriterium für die notwendige Anzahl der Meßstellen und die Netzdichte ist in jedem Fall von den Gebietsgegebenheiten (einschließlich der Gebietsfläche) und der für hydrologische Untersuchungen notwendigen Zeitauflösung der gemessenen Werte (z. B. Stunden-, 3-Stunden-, 6-Stunden oder Tagesintervalle) auszugehen.

Für Gebiete der Größenordnung von 100 bis 200 km² mit geringer topographischer Gliederung können 3 - 5 Meßstellen für Monats- und Tageswerte und für Stundenwerte 5-10 gleichmäßig im Gebiet verteilte Meßstellen (für die meisten Situationen) als ausreichend angesehen werden (innerhalb der Schwankungsbereiche gem. Abb. 2b).

L i t e r a t u r

- [1] Angström, A.: Die Variation der Niederschlagsintensität bei der Passage von Regengebieten und einige Folgen betreffs der Struktur der Fronten. Meteor. Z. 47 (1930) 5, S. 177-181
- [2] Collinge, V.K. und D.G. Jamieson: The spatial distribution of storm rainfall. Journ. Hydrol. 6 (1968) s. 45 - 57
- [3] Huff, F.A.: Time distribution of rainfall in heavy storms. Trans. Am. Geogr. Un. Vol. 47 1966, No. 1, S. 87
- [4] Huff, F.A.: Area - depth storms models for small basins Trans. Am. Geogr. Un. Vol. 48 (1967) No. 1, S. 96
- [5] Kelway, P.S. und S.J. Herbert: Short - term rainfall analys. Weather (1969) 9, S. 342 - 354

- [6] Kwan, J.Y., J.P. Riley und R.A. Amisial:
A digital computer program to plot isohyetal
maps and calculate volumes of precipitation
Jash-Publication, Nr. 80, S. 240 - 248
- [7] Leonov, M.P.: Predvaritelnye rezultaty issledo-
vanija obloznych osadkov po dannym gusto-
j osad-
komernoj seti (russisch)
Trudy Ukr. nauc. issled. gidromet. Inst. Lenin-
grad (1965) 47, S. 30 - 50
- [8] Linsley, R.K. und M.A. Kohler: Variation in
storm rainfall over small area
Trans. Am. Geoph. Vol. 32 (1951) No. 2,
S. 245 - 250

Höhenaufbau des Gebietes

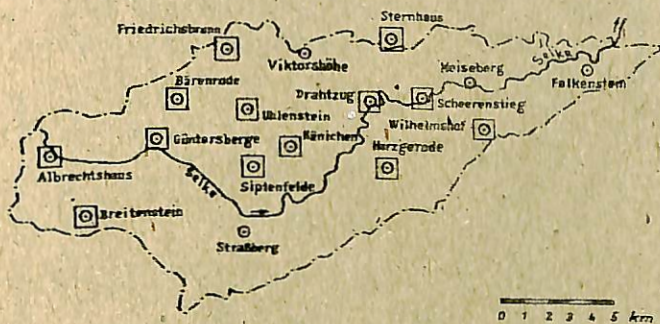
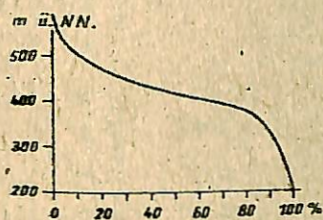
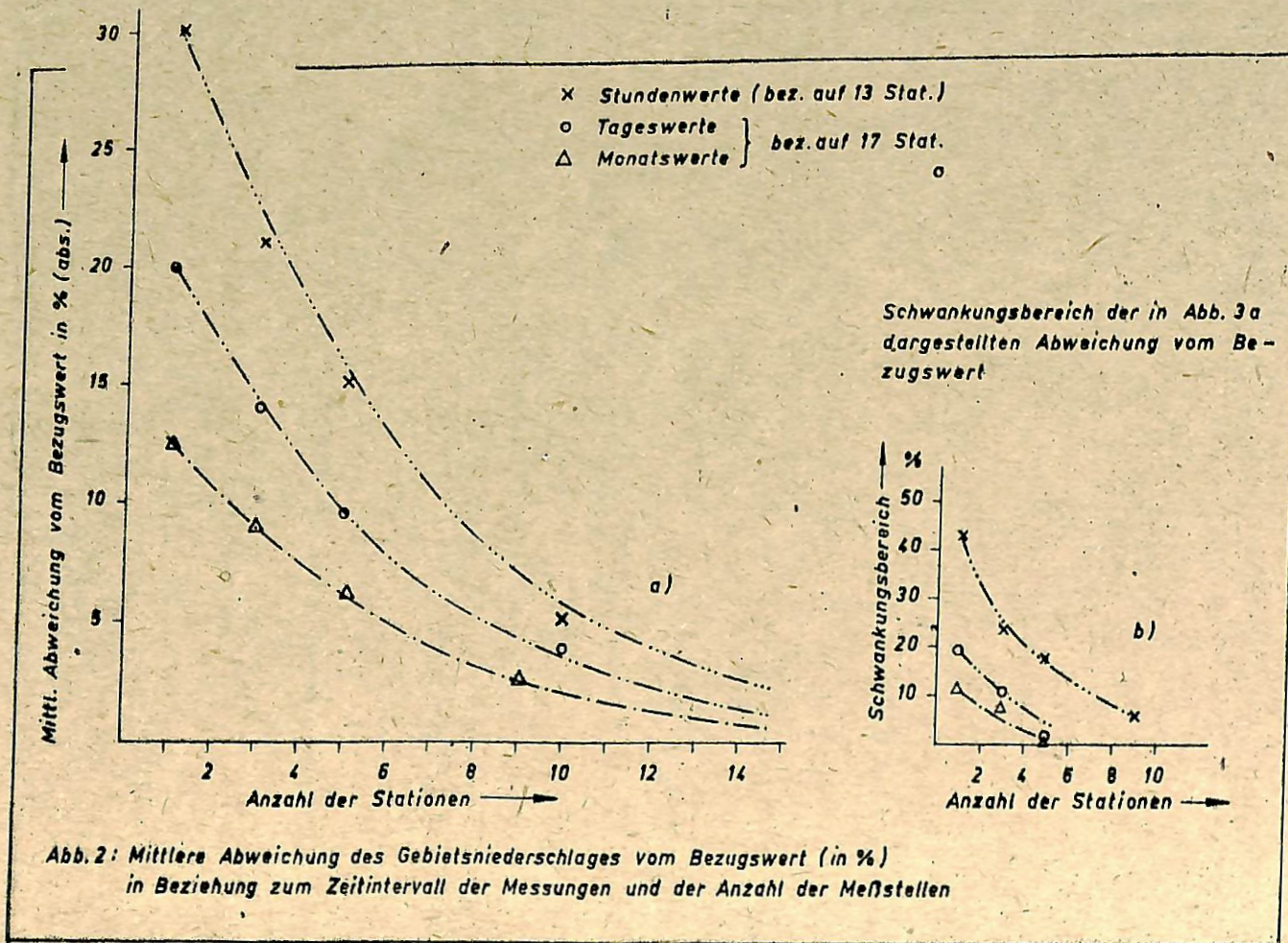


Abb.1: Einzugsgebiet der Selke bis zum Pegel Meisdorf



HYETISCHE REGIONEN UND ABFLUSSTYPEN

SCHUBERT, H.

Institut für Hydrometeorologie, Berlin
DDR

Р е з ю м е

Исходя из гидrometeorологической интерпретации среднего поля осадков определяются гийетические районы, соответствующие разным типам макроклимата. При таком районировании наряду с суммой осадков учитывается также соотношение летних и зимних осадков (поле осадков изображается двумя параметрами), выступающих в водном балансе в качестве климатического фактора. Эти гийетические районы соответствуют определенным режимам стока, что позволяет выполнить по этому признаку гидрологическое районирование.

На территории ГДР выделены:

- морской тип средневысоких гор;
- морской тип средневысоких гор и предгорья с континентальной разновидностью;
- континентальный тип средневысоких гор (также с морским влиянием);
- континентальный тип средневысоких гор и предгорья;
- континентальный тип предгорья и переходный тип;
- морской тип низменности;
- континентальный тип низменности (с разновидностью, учитывающей регулирующее влияние озер).

Эта детализированная структура нашла отражение в карте стока, построенной для территории ГДР по данным наблюдений за 1901-1950 гг.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Abgeleitet aus der hydrometeorologischen Interpretation des durchschnittlichen Niederschlagsfeldes, wobei außer der Niederschlagssumme auch das als Klimafaktor im Wasserhaushalt wirksam werdende Verhältnis von Sommer - zu Winterniederschlag berücksichtigt wird (2parametrische Darstellung des Niederschlagsfeldes), werden den Großklimaten entsprechende hyetische Regionen gefunden, die als Gebietseinheiten jeweils das Abflußregime charakterisieren und damit zugleich eine hydrographische Gliederung ermöglichen. Für das Gebiet der DDR ergibt sich diese Gliederung wie folgt:

- maritimer Mittelgebirgs- und Vorlandstyp, kontinental modifiziert,
- kontinentaler Mittelgebirgstyp (auch maritim beeinflusst),
- kontinentaler Mittelgebirgs- und Vorlandstyp,
- kontinentaler Vorlands- und Übergangstyp,
- maritimer Tieflandstyp,
- kontinentaler Tieflandstyp (modifiziert auch durch Seeretention).

Diese Feinstruktur findet sich auch in der für das Gebiet der DDR entworfenen Abflußkarte (Periode 1901 - 1950) wieder.

S u m m a r y

From the hydrometeorological interpretation of the average precipitation field - which, in addition to the precipitation total, includes the influential summer- to -winter precipitation relation as a climatological factor (two-parameter presentation of the precipitation field) - hyetic re-

gions related to large-scale climates are obtained. These regional units are typical for the various stream-flow regimes at the same time providing a hydrographical survey of the GDR resulting into the following type systems:

- Maritime Central Mountains Regime,
- Maritime Central Mountains and lower Central Mountains Regime, (with continental modification),
- Continental Central Mountains Regime (partly maritime modification),
- Continental Central Mountains and lower Central Mountains Regime,
- Continental lower Central Mountains and transitional Regime,
- Maritime Lowlands Regime (modification by lake retention).

These structural details are reflected in the run-off map for the territory of the GDR (1901 - 1950).

Wasserhaushaltsbilanzen und Systembetrachtungen zum Wasserkreislauf setzen die Kenntnis über das raum - zeitliche Verhalten des von der Atmosphäre ausgeschiedenen Niederschlags voraus. Als hydrologische Grundgröße bez. Input ist dabei zunächst nur die Niederschlagshöhe als Meßwert von Interesse und als hydrometeorologisches Problem hinsichtlich des hydrologischen Elements "Niederschlag" werden nur die Fehler der Niederschlagsmessung und die Extrapolation der Punktwerte auf repräsentative Gebietsmittel (Gebietsniederschlag) gesehen. Es wäre zweifellos falsch, und das zeigten nicht zuletzt die Beiträge und Diskussionen zum Themenkomplex "Niederschlag" des UNESCO -, Symposiums "Weltwasserbilanz" (Reading/UK, 1970/17) diese Probleme zu negieren, auch wenn als das eigentlich hydrometeorologische Problem hierbei nur die Bestimmung des Gebietsniederschlags gesehen werden kann. Das wiederum aber ist nur eine der vielzähligen Aufgaben der Hydrometeorologie, die was den Niederschlag betrifft, in der hydrometeorologischen Interpretation die Erfassung hydrologisch wirksamen Niederschlags zum Ziele haben muß, und zwar nicht nur großräumig, sondern, im Hinblick auf den orographisch stark gegliederten mitteleuropäischen Raum, vor allem auch kleinräumig. Was das durchschnittliche Niederschlagsfeld betrifft, so wurde hierzu in der zweiparametrischen Darstellung, in der außer der Niederschlagssumme (1. Parameter) auch das die klimatologischen Bedingungen der Wasserhaushaltsbilanzen charakterisierende Verhältnis der Sommerniederschläge zu den Winterniederschlägen (2. Parameter) berücksichtigt wurde, gefunden [2]. Diese Darstellung ermöglicht nicht nur eine auch die Dynamik der Niederschlagsbildung hinreichende und

eine Feinstruktur des durchschnittlichen Niederschlagsfeldes kennzeichnende Verfeinerung der Isohyetenführung, sondern steht in guter Übereinstimmung auch mit der Entwicklung des Gewässernetzes (z.B. Flußdichte) und den in den Gewässern sich, jeweils abspielenden hydrologischen Geschehen. Als ein hier besonders herauszustellendes Ergebnis der in dieser Weise durchgeführten hydrometeorologischen und der weiteren Schlußfolgerungen bezüglich der Wahl der Isohyetenstufen führenden Interpretation des Niederschlagsfeldes aber ist die Feststellung, daß die statistisch ermittelten Isohyetenstufen der zweiparametrischen Darstellung der von BÖER [3] davon unabhängig gefundenen Gebiets-einteilung der DDR nach einheitlichen Großklimaten zugeordnet werden können. Die charakteristischen Grundzüge des durchschnittlichen Niederschlagsfeldes bei gleichzeitig sich verändernden Verhältnis der Sommer- zu den Winterniederschlägen berücksichtigend, wie sie sich aus der Abnahme der Niederschlagshöhen von West nach Ost, der Ausbildung von Minimumzonen mit eingelagerten Maxima und letztlich auch in der Zunahme der Niederschläge mit wachsender Seehöhe wie der Maxima mit eingelagerten Leezellen im Gebirgsvorland und im Gebirge selbst ergeben, führt dabei zu hyetischen Gebietseinheiten, die wie folgt zu beschreiben sind:

- maritim beeinflusster Küstenbereich,
- binnenländische Minimumzone im Übergangsbereich mit maritim beeinflussten Niederschlagszentren,
- maritim beeinflusstes Mittelgebirge,
- kontinentales Niederschlagszentrum des Mittelgebirgsraumes.

Diesen vier hyetischen Regionen, die als Groß-einheiten zu bezeichnen sind und zweifellos noch eine weitere von der Sache her allerdings nicht für erforderlich gehaltene Gliederung zulassen, entspricht eine Kennzeichnung des Abflußregimes (Abflusstypen), die nach Schwankungsgruppen wie folgt, zu unterscheiden und zu charakterisieren sind:

maritimer Mittelgebirgstyp (mMG): MQ_{Max} im Hoch- und Spätwinter, bedingt durch HQ im Januar (MHQ_{W1}).

MQ_{Min} im Hochsommer, große Schwankungsweite - zwischen MQ_{Max} und MQ_{Min} ;

maritimer Mittelgebirgs- und Vorlandstyp, kontinental modifiziert (mmV_K): MQ_{Max} im Vorfrühling, HQ im Februar (MHQ_{W1}), MQ_{Min} im Hochsommer bzw. Frühherbst; Schwankungsweite nicht mehr so stark ausgeprägt wie beim maritimen Mittelgebirgstyp;

kontinentaler Mittelgebirgstyp (kMG): MQ_{Max} im Mittelfrühling, HQ sowohl im Winter - wie im Sommerhalbjahr auftretend (MHQ_{W1}) MQ_{Min} im Hochsom-

mer bzw. Frühherbst; geringe Schwankungsweiten zwischen MQ_{Max} und MQ_{Min} ;

kontinentaler Mittelgebirgstyp, maritim modifiziert (kMG_m) : MQ_{Max} im Mittfrühling, HQ im Hochwinter und verstärkt im Hochsommer auftretend (MHQ_{W1}), MQ_{Min} zum Frühherbst verlagert; geringe Schwankungsweiten zwischen MQ_{Max} und MQ_{Min} ;

kontinentaler Mittelgebirgs- und Vorlandstyp (kMV) : MQ_{Max} im Vor- bzw. Mittfrühling, MQ_{Min} im Frühherbst bei geringen Schwankungsweiten zwischen MQ_{Max} und MQ_{Min} . HQ sowohl im Hochwinter wie im Hochsommer auftretend; MHQ aber vornehmlich im Früh- und Hochsommer (MHQ_{So});

kontinentaler Vorlands- und zum Übergangstyp (kVU) : MQ_{Max} im Vorfrühling, MQ_{Min} zum Frühherbst verlagert mit größeren Schwankungsweiten zwischen MQ_{Max} und MQ_{Min} infolge der sich hier zum Vergleich zum Gebirge stärker auswirkenden Verdunstung. MHQ im Winterhalbjahr; HHQ im Hochsommer, z.T. aber als Folge der Schneeschmelze auch im Vorfrühling auftretend;

maritimer Tieflandstyp, kontinental modifiziert (mTL_k) : MQ_{Max} von West nach Ost fortschreitend vom Spätwinter zum Vorfrühling verlagernd, MQ_{Min} im Hochsommer bzw. Frühherbst; große Schwankungsweiten zwischen MQ_{Max} und MQ_{Min} . HQ als Folge der Schneeschmelze mit Ausklang des Hoch- bzw. Spätwinters (MHQ_{W1});

kontinentaler Tieflandstyp (kTL) : MQ_{Max} im Vorfrühling bzw. nach Ost fortschreitend zum Mittfrühling verlagert; MQ_{Min} im Frühherbst. HQ als Folge der Schneeschmelze meist im Frühjahr auftretend (MHQ_{W1});

kontinentaler Tieflandstyp, durch Seeretention modifiziert (kTL_s) : MQ_{Max} vom Vorfrühling bis Mittfrühling anhaltend, MQ_{Min} im Hochsommer (MHQ_{W1}) ; größere Schwankungsweiten zwischen MQ_{Max} und MQ_{Min} infolge der Aufzehrung der Sommerniederschläge durch die Verdunstung.

Die Schwankungstypen sind, wenn auch nicht so detailliert wie für den Abfluß, auch für das Grundwasser abzuleiten. Für das Gebiet der DDR sind eindeutig drei Typen nachzuweisen:

maritimer Typ, kontinental modifiziert;
kontinentaler Typ;
gemäßigter kontinentaler Typ.

Die Vorstellung, auch für Einzeljahre ein Bild der Niederschlagsverteilung in der zweiparametrischen Darstellung zu entwerfen, bereitet infofern noch gewisse Schwierigkeiten, als die sich in einem Jahr nur wenig ausgleichende Struktur des Niederschlagsfeldes eine große Anzahl von Isohyetenstufen erfordert, womit die Lesbarkeit der Karten um einige weitere Nuancen verschlechtert wird. Trotz allem bietet es sich an, die Untersuchungen auch in dieser Richtung fortzusetzen, denn erst wenn die Struktur des Niederschlagsfeldes bekannt ist, werden eindeutige Aussagen über die Niederschlags-Abfluß-Beziehungen ermöglicht, wie sie für das Durchschnittsverhalten bereits in der Kartendarstellung vorliegen [4].

L i t e r a t u r

Symposium on World Water Balance.
Vol. I., II. Publication No AIHS (1970)

Schubert, H.: Objektivierung der Niederschlagsdarstellung. Beitrag zum Simpozionul International Precipitatilile Atmosferice, Bucuresti (1964)

Böer, W.: Vorschlag einer Einteilung des Territoriums der Deutschen Demokratischen Republik in Gebiete und einheitlichen Großklima
Zeitschrift für Meteorologie 17 (1966), H. 9 - 12.

Schubert, H. und Grasnack, H.J.: Die Abflußkarte der DDR- Ergebnis der hydrometeorologischen Interpretation des Niederschlagsfeldes.
Wasserwirtschaft - Wassertechnik 20 (1970), H. 6

HOCHWASSERGANGLINIENVORHERSAGE AUS DER SCHNEEDECKE IM OBEREN SPREEGEBIET

WIESNER, G.

Wasserwirtschaftsdirektion Spree-Oder-Neiße
Cottbus, DDR

Р е з ю м е

Для анализа весеннего половодья 1970 года в верховьях реки Шпрее применен метод комплексного прогноза стока и гидрографа, разработанный для дождевых паводков. Полученные результаты подтверждают возможность применения для прогноза весеннего половодья метода, разработанного для дождевых паводков, при наличии удовлетворительных данных о запасах воды в снеге в частных бассейнах и данных об интенсивности снеготаяния во временном интервале, принятом для сильного дождя.

Интенсивность снеготаяния вычислялась исходя из полного уравнения теплового баланса поверхности снега. Необходимые для этого сведения о суммарной солнечной радиации, температуре воздуха, атмосферном давлении и облачности получены по данным измерений метеорологических станций.

Использованный способ требует непрерывного сопоставления рассчитанного слоя таявшего снега и оставшихся в бассейне запасов воды в снеге. Свободные от снега участки рассматриваются как фактор, способствующий уменьшению стока.

Рассмотренный способ не учитывает процесса задержания стока во время сильных похолоданий.

Способ позволяет предвычислять с достаточной для практики точностью гидрограф притока в водохранилище Шпремберг.

K u r z f a s s u n g

Auf der Grundlage der Methode für die komplexe Abflußsummen- und Ganglinienverhersage nach Regenniederschlägen für das obere Spreegebiet wurde das Hochwasser aus der Schneeschmelze 1970 analysiert. Die Ergebnisse zeigen, daß die Gesetzmäßigkeiten für die Hochwasservorhersage aus Regenniederschlägen ebenso für Schneeschmelzhochwasser im Spreegebiet angewendet werden können, wenn

1. genügend Angaben über den Schneevorrat in den Teilflußgebieten vorhanden sind und

2. analog zu einem Starkregen die Schneeschmelzsumme für ein Zeitintervall bekannt ist.

Bei der Berechnung der Schneeschmelzsumme wurde von der vollständigen Wärmehaushaltsgleichung für die Schneeoberfläche ausgegangen. Die zur Berechnung der Schneeschmelzsumme benötigten meteorologischen Werte, Globalstrahlung, Lufttemperatur, Dampfdruck der Luft und Bewölkungsgrad, werden aus den Meßwerten der synoptischen meteorologischen Stationen gewonnen.

Das angewendete Verfahren verlangt einen ständigen Vergleich der Abschmelzsummen der Schneedecke mit dem noch vorhandenen Wasserdargebot in der Schneedecke.

Schneefreie Gebietsanteile werden durch einen Abminderungsfaktor berücksichtigt.

Das Verfahren berücksichtigt nicht den Abflußrückhalteprozeß, der bei starkem Absinken der Temperaturen zu beobachten ist.

Mit dem Verfahren kann die Hochwasserzuflußganglinie zur Talsperre Spremberg für die Praxis brauchbar vorhergesagt werden.

A b s t r a c t

Runoff resulting from snowmelt in 1970 was analysed for the upper Spree region based on the method for the Complex runoff volume and hydrographic forecast following the storm precipitation. The results show that the laws governing runoff forecast from the storm precipitation also apply to forecast runoffs resulting from the snowmelt in

the Spree region, if

1. sufficient information is available on the water content of the snow-cover present in the catchment area of tributaries and

2. similar to a storm precipitation, the rate of melted snow is known for a time interval.

Calculating the rate of melted snow was based on the complete thermal economy equation for the snow surface. The meteorological parameters, required to calculate the rate of snowmelt, such as radiation, air temperature, vapour and cloudiness are taken from the measured values of synoptic meteorological stations.

The applied method requires the melted snow volume of the snow-cover to be continuously compared with the water contents still present in the snow-cover. Areas freed from snow will be taken into account by a reduction factor.

The method does not consider the runoff retaining process that can be observed when the air temperatures drop heavily.

The method can be used to forecast the inflow hydrograph to the Spremberg dam in a suitable way for practical purposes.

1. Anlaß

Die vollkommene Ausnutzung des zur Verfügung stehenden Hochwasserschutzraumes einer Talsperre entspricht der ökonomischen Zielstellung zur effektivsten Nutzung der vorhandenen Grundmittel in der DDR. Der Hochwasserschutzraum einer Talsperre kann dann in seiner vollen Größe genutzt werden, wenn es gelingt, den Hochwasserzufluß zur Talsperre rechtzeitig und mit großer Genauigkeit vorherzusagen.

Bezogen auf die Talsperre Spremberg besteht die Aufgabe darin, durch eine rechtzeitige und sichere Hochwasservorhersage die Voraussetzungen für die richtige Steuerung der Talsperre im Hochwasserfall zu schaffen, um das unterhalb der Talsperre liegende Niederungsgebiet, den Spreewald, größtmöglichst vor Hochwasserschäden zu bewahren.

Es galt, dieser Aufgabenstellung auch bei Winterhochwässern, die aus der Schneeschmelze resultieren, zu realisieren.

2. Charakter des Flußgebiets

Bis zur Talsperre Spremberg hat die Spree die Wässer aus den rechten Nebenflüssen Löbauer Wasser, Schwarzer und Weißer Schöps bereits aufgenommen. Das Einzugsgebiet von etwa 2100 km² Größe hat im südlichen Teil Bergland- und im nördlichen Teil Flachlandcharakter. Das Höhengniveau des Einzugsgebietes liegt zwischen 600 m und 90 m ü NN.

Die mittlere Jahresabflußfülle der Spree beträgt an der Talsperre Spremberg etwa 440 Mio m³.

Die Talsperre Spremberg hat einen Hochwasserschutzraum von rd. 20 Mio m³. Ihre Hauptaufgabe besteht in der Sicherung der Betriebswasserversorgung für die unterhalb der Talsperre gelegenen Wärmekraftwerke [1].

3. Hochwasserganglinienvorhersage für die Talsperre

Seit einigen Jahren wird die komplexe Abflusssummen- und Ganglinienvorhersage nach Regenniederschlägen für das obere Spreegebiet auf der Basis der Gesetzmäßigkeiten der Niederschlags-Abflußbeziehungen [2] und des Unit - Hydrograph - Verfahrens [3] angewendet. Hierüber wurde bereits ausführlich berichtet [4].

Die Vorhersagemethode geht von den Beobachtungen des Niederschlages aus. Für das Einzugsgebiet der Spree bis zur Talsperre Spremberg bedeutet die Anwendung dieser Methode einen Vorhersagezeitgewinn von ca. 18 Std. gegenüber Methoden aus Beobachtungen des Wasserstandes an Pegeln des Oberlaufes der Spree.

Ausgehend vom System der Abflußbildung aus dem Niederschlag kann aus dem gefallenem Niederschlag N unter Berücksichtigung der Randbedingung Anfangs bodenfeuchtigkeitsdefizit der direkte Abfluß A_0 bestimmt werden.

Diese Bestimmung erfolgt mit Hilfe der Koaxialdiagramme der Niederschlags-Abflußbeziehungen [5].

Die Berechnung der Durchflußganglinien für die einzelnen Pegel des Oberlaufes der Spree erfolgt anschließend mittels der Unit-Hydrographs [3].

Die einzelnen Unit-Hydrographs werden danach unter Berücksichtigung der Laufzeit zur Zuflußganglinie für die Talsperre Spremberg superponiert.

Für dieses ursprünglich zum Teil graphisch zu lösende Problem liegt nunmehr ein Rechenprogramm für den Kleincomputer Cellatron SER 2 d vor [6].

Für das Rechenprogramm zur Ganglinienvorhersage sind folgende Eingangsgrößen bereitzustellen:

1. Der Vorregenindex als Maßzahl für das Bodenfeuchtedefizit

$$VN_S = \sum_{i=1}^{30} N \cdot 0,9^i$$

2. Die Wochennummer als Maßzahl für die Größe der Evapotranspiration, der Interzeption, Muldenrückhalt u.ä.

WNr

3. Die Starkregenhöhe

N_S

4. in einem Fall die Höhe des Grundwasserstandes

GW

Im Rechenprogramm wurde ein konstantes Intervall von 6 Stunden für die Starkregendauer festgelegt. Nach den Erfahrungen ist diese Festlegung für das obere Spreegebiet zulässig.

An Stelle der ursprünglichen graphischen Koaxialdiagramme werden für die einzelnen Quadranten folgende mathematischen Funktionen angewendet:

Wochennummerquadrant: $y = a \cdot c^{-bx}$

Grundwasserstandsquadrant: $x' = u + v \cdot y + w \cdot y^2$

Regendauerquadrant: $y' = g \cdot x'^2 + hx' + i$

Starkregenrückhaltquadrant: $x = \frac{y'}{c + d \cdot y'}$

Im Rechenprogramm ist weiterhin die Eingabe von Pegelkennziffer, Datum und Uhrzeit für den Regenbeginn zur Kennzeichnung notwendig.

Als Ergebnis der Rechnung erhält man nach Ausdruck von Kennziffer, Datum und Uhrzeit für den Regenbeginn die Durchflüsse und die Durchflußsumme mit gleichzeitiger Angabe der Zeit nach Regenbeginn für die einzelnen Pegel im Einzugsgebiet der oberen Spree, für die die Hochwasserganglinienvorhersage durchgeführt wird.

4. Vorhersage aus der Schneeschmelze

4.1 Grundlagen

Bereits bei der Analyse des HW 1965 aus der Schneeschmelze [7] wurde gefunden, daß für das

Spreegebiet die Methodik der HW-Vorhersage aus Regenniederschlägen auch für Schneeschmelzperioden angewendet werden kann, wenn

1. genügend Angaben über den Schneevorrat und die Verteilung in den Teilflußgebieten vorhanden sind und
2. analog einem Starkregen die Schmelzsumme für jeweils ein 6-Stunden-Intervall bekannt ist.

4.2 Wasserangebot in der Schneedecke und Verteilung in dem Einzugsgebiet

Das Wasserangebot in der Schneedecke wird vor Beginn der Schmelzperiode durch laufende Messungen der Schneehöhe an 8 Stationen, der Bestimmung des Wassergehaltes an 6 Stationen und durch zusätzliche Schneecoures bestimmt. Die Verteilung des Wasservorrates wird in Abhängigkeit von der Höhenlage des Gebietes graphisch ermittelt (Bild 1). Aus der Kenntnis der prozentualen Höhenanteile für Teilflußgebiete kann somit auch die Verteilung des Schnee- und des Wasserangebotes in den Teilflußgebieten eingeschätzt werden.

4.3 Berechnung der Schneeschmelzmenge

Die Berechnung der Schneeschmelzmenge erfolgt jeweils für 6-Stunden-Intervalle. Dabei wird von der vollständigen Wärmehaushaltsgleichung für die Schneeoberfläche ausgegangen (Bild 2).

Die hierbei angewendete Formel für das Energiesaldo lieferte ebenfalls wie bei den Untersuchungen des Wärme- und Wasserhaushaltes 1966 im Selkegebiet gute Ergebnisse [8]. Die in der Formel vorhandenen Größen sind entweder Konstanten oder sie sind unter den Bedingungen der Schneedecke nahezu konstant. Andere veränderliche Größen werden an den synoptischen meteorologischen Stationen gemessen oder gelten, wie die Globalstrahlung, für größere Gebiete. Lediglich zur Abschätzung des Absorptionskoeffizienten bedarf es zusätzlicher Messungen. Im speziellen Fall der Vorhersage für die Spree wurde der Absorptionskoeffizient ϵ aus den täglichen Messungen der Abnahme des Wassergehaltes der Schneedecke N_s mit Hilfe der Wärmebilanzgleichung graphisch bestimmt (Bild 3).

Aus
$$N_S = \frac{1}{r_S} (S + L + V + B)$$

wird
$$r_S \cdot N_S = k Q + G + A + L + V$$

für
$$B = 0.$$

Wird
$$W' = G + A + L + V$$
 gesetzt,

ist
$$\epsilon_k \cdot Q = r_S \cdot N_S - W'.$$

Werden Q und $(r_S \cdot N_S - W')$ in ein Diagramm (Bild 3) eingetragen, kann ϵ_k berechnet werden:

$$\epsilon_k = \frac{r_S \cdot N_S - W'}{Q}$$

ϵ_k kann leicht in Abhängigkeit von der Zeit dargestellt werden. Die Berechnung der Wärmebilanz muß in Zeitintervallen erfolgen.

Die Tagessumme der Globalstrahlung kann auf die Zeitintervalle näherungsweise aufgeteilt werden, wenn für den Strahlungsverlauf über die Zeit der astronomisch möglichen Sonnenscheindauer eine Sinusfunktion angenommen wird (Bild 4).

5. Ergebnisse der Hochwasservorhersage aus der Schneedecke

5.1 Hydrometeorologische Meßwerte und Gebietsmittel

Für die Vorhersage standen von den meteorologischen synoptischen Stationen die Werte von den Hauptbeobachtungen um 1⁰⁰, 7⁰⁰, 13⁰⁰ und 19⁰⁰ Uhr für die Meßwerte

Lufttemperatur

Dampfdruck

Bewölkungsgrad

zur Verfügung. Von der 19⁰⁰-Uhr-Beobachtung ist darüber hinaus möglich, den Wert der Globalstrahlung zu melden. Von 3 Stationen wurden gleichfalls die Meßwerte des Wassergehaltes der Schneedecke täglich übermittelt. Somit standen alle notwendigen Eingangsgrößen für die Berechnung des Energiesaldos zur Verfügung. Die Umrechnung der Stationswerte auf Gebietsmittelwerte wurde graphisch an Hand der Beziehungen zur Geländehöhe (Bild 5) vorgenommen.

5.2 Berechnung der Schneeschmelzmenge für das Zeitintervall unter Beachtung des Schneevorrates

Die Berechnung der Schneeschmelze erfolgte für jeweils 6-Stunden-Intervalle. Sie wurden so gewählt, daß die Zeit der meteorologischen Hauptbeobachtung in der Mitte des Intervalls lag. Die hydrometeorologischen Meßwerte wurden als Mittelwerte für das 6-Stunden-Intervall angenommen (Bild 4).

Am Beispiel für das Flußgebiet des Löbauer Wassers bis zum Pegel Gröditz wird der Rechengang in der Tabelle (Bild 6) veranschaulicht.

In einer Spalte wird die Summe über die Schneeschmelzmengen N_S für die Intervalle Δt gebildet. An Hand der Summe N_S ist ständig ein Vergleich mit dem Anfangswasserangebot der Schneedecke vor der Schmelzperiode durchzuführen. Ist in der tiefsten Gebietslage die Schneedecke restlos abgeschmolzen, dann ist ein Abminderungsfaktor einzuführen, der zum Ausdruck bringt, welcher Gebietsanteil des Flußgebietes noch mit Schnee bedeckt ist. Mit Hilfe des Abminderungsfaktors r wird die berechnete Schneeschmelzmenge N_S für das Zeitintervall Δt reduziert zu N_S^* (Bild 1). Die reduzierte Schmelzwassermenge N_S^* ist für die Praxis ein brauchbarer Schätzwert und Eingangswert für die Berechnung der Hochwasservorhersage.

5.3 Berechnung der Durchflußganglinie

Ausgehend von der Schmelzmenge N_S^* für das Zeitintervall wird mit Hilfe der Niederschlags-Abflußbeziehung die Abflußgröße A_S für das Δt -Zeitintervall wie bei Regenniederschlägen bestimmt, so daß somit bei gegebenem Unit-Hydrograph für den Vorhersagepegel die Durchflußganglinie von jedem Impuls aus dem Zeitintervall Δt berechnet werden kann. Durch Superposition erhält man für die gesamte Dauer der Schneeschmelze die Ganglinie. Die angewendete Methodik berücksichtigt noch nicht die Gesetzmäßigkeiten der Hochwasserscheitelabflachung in der Phase des Abflußverlaufes in den Gewässern, wie sie bereits in anderen Flußgebieten der DDR angewendet werden [9] [10].

Der Schätzwert N_S^* und der hieraus resultierende Schätzwert A_S enthalten jedoch, bedingt durch Verallgemeinerungen der hydrometeorologischen Elemente und vereinfachte Annahmen, Fehler, die sich durch die Superposition zu einer Ganglinie über eine längere Dauer vervielfachen können. Deshalb wurde bei der weiteren Berechnung eine Kontrolle

und Korrektur der Schätzwerte A_S an Hand der beobachteten Durchflüsse Q am Pegel eingeführt.

Die Kontrolle und Korrektur der Schätzwerte A_S erfolgt an Hand der Gesetzmäßigkeiten des mittleren Unit-Hydrographen durch Rückrechnung mit vereinfachten Annahmen. Der Vergleich zwischen berechnetem Durchfluß und tatsächlichem Durchfluß wird zum Zeitpunkt des Auftretens der Maximalordinate aus einem Δt -Abfluß-Intervall durchgeführt. Ausgehend von der auftretenden Differenz ΔA_S eines Ordinatenwertes des Unit-Hydrographen und der entsprechenden Durchflußgangordinate, wird der erzeugende Abfluß-Impuls A_S iterativ so lange verändert, bis ΔA_S kleiner als 0,1 mm ist.

Die eigentliche Zuflußganglinie zur Talsperre Spremberg wird durch Addition der an den Pegeln des Oberlaufes vorhergesagten Ganglinien unter Berücksichtigung der Laufzeit gewonnen. Eine Vorhersageganglinie setzt sich demnach aus unterschiedlich zu bewertenden Teilen zusammen; u. zw. aus:

1. mit beobachteten Durchflüssen verglichenen Werten
2. Schätzwerten aus hydrometeorologischen Beobachtungen
3. den Rückgangordinaten des Unit-Hydrographen.

6. Bewertung des Verfahrens

Mit dem Verfahren kann die Hochwasser-Zuflußganglinie zur Talsperre Spremberg, ausgehend von den meteorologischen Bedingungen während der Schneeschmelze, für die Praxis brauchbar angenähert vorhergesagt werden (Bild 6, 7, 8).

Vorhersagen der meteorologischen Eingangsgrößen vergrößern den Vorhersagezeitraum.

Das Verfahren läßt die Berechnung auf Kleincomputern zu.

Das Verfahren geht von einem mittleren Unit-Hydrographen aus, der aus einem über das gesamte Teileinzugsgebiet gleichmäßig wirkenden Abflußimpuls hergeleitet ist.

Die Schneeschmelze ist abhängig vom Energiesaldo im Flußgebiet und ungleichmäßig. Dieser Umstand muß bei der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt werden.

Zu Beginn der Schneeschmelze werden gegenüber der Vorhersage die Scheitelwerte früher, zu Ende der Schneeschmelze später eintreffen.

Es wird ein unveränderlicher Basisabfluß angenommen. Diese Annahme kann bei der Interpretation der Hochwasser-Vorhersage berücksichtigt werden.

Das Verfahren berücksichtigt nicht den Abflußrückhalteprozeß, der bei starkem Absinken der Temperaturen zu beobachten ist, wobei bereits aus der Schneedecke abgetaute Abflußmengen wieder durch Eisbildung nicht zum Abfluß gelangen.

Die Genauigkeit des Verfahrens ist abhängig von der Genauigkeit der Bestimmung von Größe und Verteilung des Schneevorrates und der meteorologischen Ausgangswerte, insbesondere des Absorptionskoeffizienten.

Eine falsche Abschätzung des Vorregens als Kennziffer für die Bodenfeuchte wirkt sich auf die Genauigkeit nur am Anfang der vorhergesagten Ganglinie aus.

Das Ergebnis der Vorhersage wird durch die Verteilung und den Umfang des Meßnetzes beeinflusst.

Das Verfahren hat ein gut funktionierendes Meßnetz zur Voraussetzung.

7. Zusammenfassung

Auf der Grundlage der Methode für die komplexe Abflußsummen- und Ganglinienvorhersage nach Regenniederschlägen für das obere Spreegebiet wurde das Hochwasser aus der Schneeschmelze 1970 analysiert. Die Ergebnisse zeigen, daß die Gesetzmäßigkeiten für die Hochwasservorhersage aus Regenniederschlägen ebenso für Schneeschmelzhochwässer im Spreegebiet angewendet werden können, wenn

1. genügend Angaben über den Schneevorrat in den Teilflußgebieten vorhanden sind und
2. analog zu einem Starkregen die Schneeschmelzsumme für ein Zeitintervall bekannt ist.

Bei der Berechnung der Schneeschmelzsumme wurde von der vollständigen Wärmehaushaltsgleichung für die Schneeoberfläche ausgegangen. Die zur Berechnung der Schneeschmelzsumme benötigten meteorologischen Werte, Globalstrahlung, Lufttemperatur, Dampfdruck der Luft und Bewölkungsgrad, werden aus den Meßwerten der synoptischen meteorologischen Stationen gewonnen.

Das angewendete Verfahren verlangt einen ständigen Vergleich der Abschmelzsummen der Schneedecke mit dem noch vorhandenen Wasserdargebot in der Schneedecke. Schneefreie Gebietsanteile werden durch einen Abminderungsfaktor berücksichtigt.

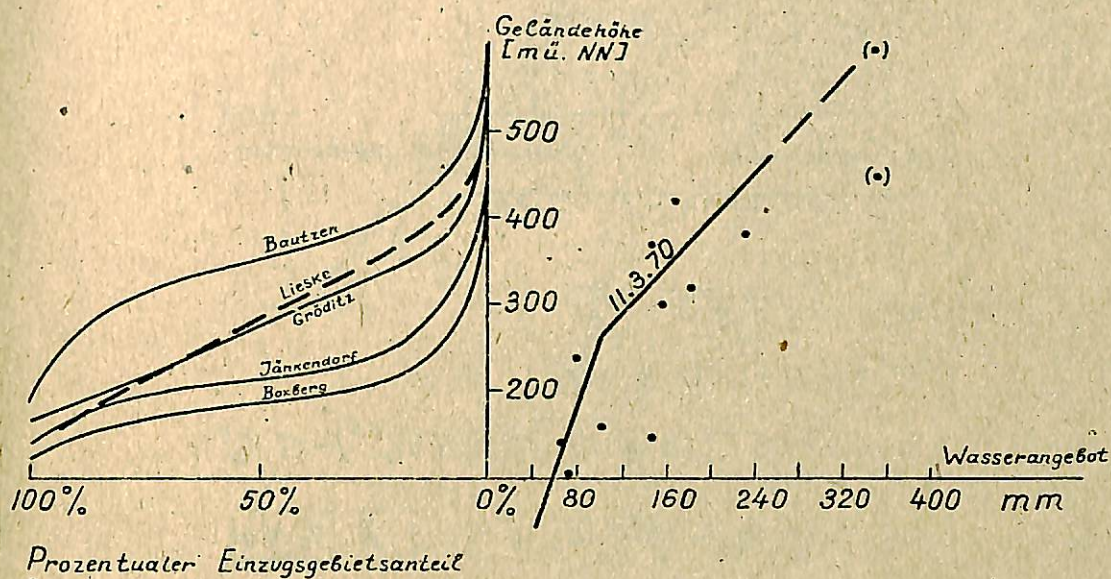
Das Verfahren berücksichtigt nicht den Abflußrückhalteprozeß, der bei starkem Absinken der Temperaturen zu beobachten ist.

Mit dem Verfahren kann die Hochwasserzuflußganglinie zur Talsperre Spremberg für die Praxis brauchbar vorhergesagt werden.

L i t e r a t u r

- [1] Roye, W.: Das Speicherbecken Spremberg
WWT Berlin 12. (1962) H. 5
- [2] Becker, A.: Ergebnisse einer Untersuchung
über die Struktur der koaxialen graphischen Starkregen-
Abflußbeziehungen
WWT Berlin 16. (1966) H. 3
- [3] Lauterbach, D.: Zur Anwendung des Unit-Hydro-
graph-Verfahrens
WWT Berlin 16. (1966) H. 3
- [4] Becker, A.: Komplexe Abflußsummen und
Ganglinienvorhersage nach Re-
genniederschlägen im oberen
Spreegebiet
Druckschrift Nr. 14 der IV.
Konferenz für hydrologische
Vorhersagen der Donauländer,
Bratislava 1967

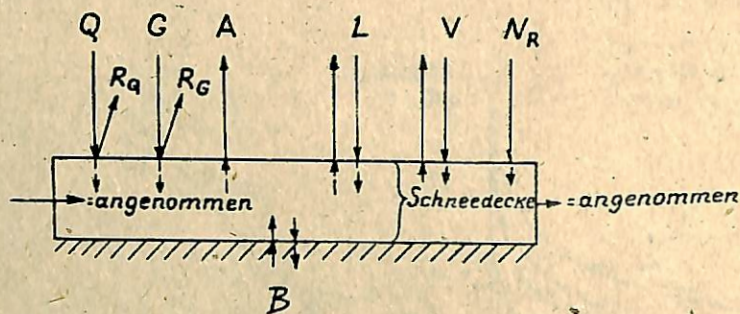
- [5] Becker, A.: Modellkonzeption zur gesetz-
mäßigen Erfassung der Nieder-
schlags-Abflußbeziehungen
WWT Berlin 18. (1968) H. 1
- [6] Schulze, P.: Programm Nr. 1001, "Hochwas-
servorhersage Obere Spree"
WWD Spree-Oder-Neiße, Cottbus
1970 (unveröffentlicht)
- [7] Becker, A.,
Schulze, O.,
Wiesner, G.,
Schulze, P.
und andere: Besondere Mitteilungen zum
Gewässerkundlichen Jahrbuch
der DDR, Berlin 1969 H. 8
- [8] Rachner, M.: Vergleich einiger Formeln zur
Bestimmung der Schneeschmelze
WWT Berlin 18. (1968) H. 1
- [9] Becker, A.: Eine Impulsantwort für Fluß-
abschnitte zur Durchflußvor-
herbestimmung
WWT Berlin 19. (1969) H. 12
- [10] Becker, A.: Stufenmodelle zur Hochwasser-
wellenberechnung in ausufernden
Wasserläufen
WWT Berlin 20 (1970) H. 1



Schmelzsumme	Schneebedeckter Flächenanteil				
	F_E Bautzen	F_E Gröditz	F_E Lieske	F_N Jänkendorf	F_N Boxberg
60 mm	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
70 mm	1,0	1,0	0,95	0,95	0,9
80 mm	1,0	0,9	0,85	0,85	0,5
90 mm	0,95	0,7	0,65	0,35	0,15
100 mm	0,85	0,6	0,55	0,15	0,08
120 mm	0,80	0,45	0,45	0,10	0,05
140 mm	0,75	0,3	0,35	0,05	0

A66.1 Graphik zur Bestimmung des Wasservorrates

Strahlungsbilanz fühlbarer latenter Regen Wärmestrom



$$W_0 = S + L + V + \overline{B} + \overline{N_R}$$

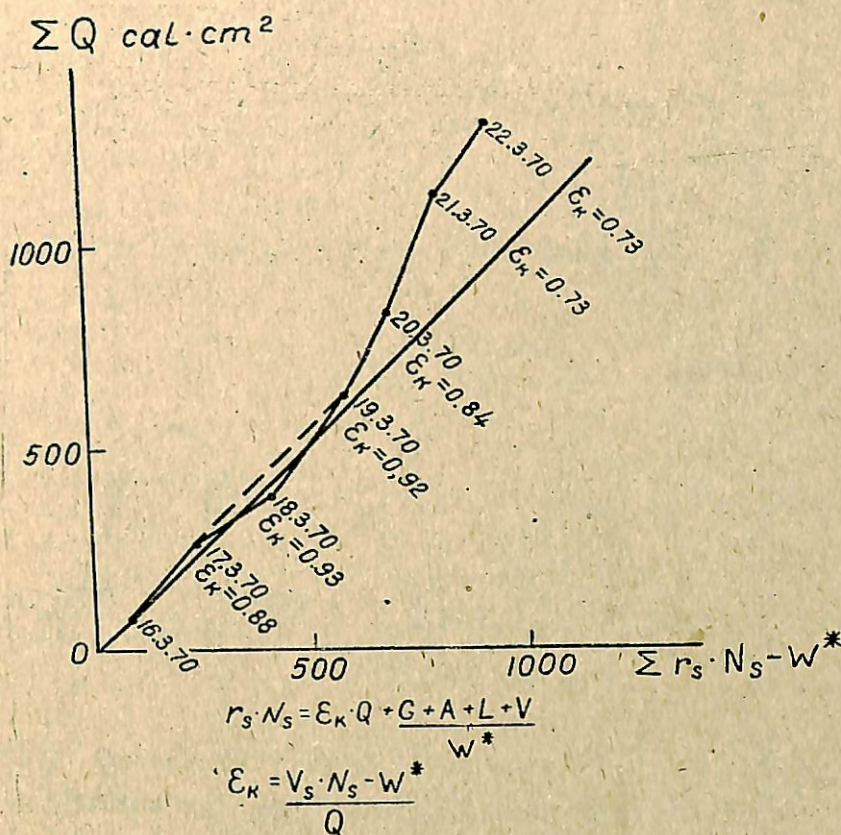
$$N^* = \frac{1}{r_s} (S + L + V + B) + N_R$$

$$W = \epsilon_K Q + \sigma T_L^4 (\alpha - b \cdot 10^{-c \ell_L}) (1 + K W_N^{2,5}) - \sigma T_s^4$$

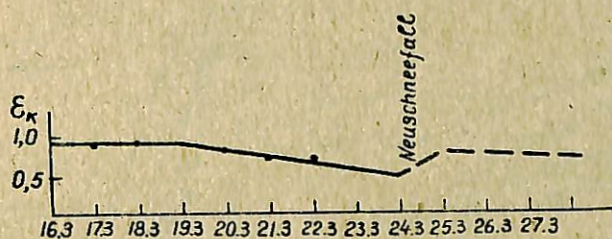
$$= d_L (\bar{v}_s - \bar{v}_L) - \frac{0,623r}{p \cdot c_p} d_L (E - \ell_L) \overline{B + V_s + N_{el}}$$

Symbole:	W	Energiesaldo	T_s	Temperatur d. Schnee [$^{\circ}K$]
	S	Strahlungssaldo	d_L	Wärmeübergangszahl
	L	fühlbarer Wärmestrom	V	Verdunstungswärme
	V	latenter Wärmestrom	P	Luftdruck [Torr]
	B	Bodenwärmestrom	c_p	spez. Wärme der Luft
	G	Gegenstrahlung	$\bar{B}$	max. Dampfdruck bei Schnee
	Q	Globalstrahlung	r_s	Schmelzwärme des Eises [$cal\ g^{-1}$]
	A	Ausstrahlung	$\bar{v}_L$	Lufttemperatur [$^{\circ}C$]
	T_L	Lufttemperatur [$^{\circ}K$]	$\bar{v}_s$	Schneetemperatur [$^{\circ}C$]
	α	0,82 } Konstanten	ϵ_K	Kurzweelliger Absorptionskoeffizient
	b	0,25 } der Angström-	σ	$8,26 \cdot 10^{-12}$ [$cal\ cm^{-2}$]
	c	0,126 } Formelnach Boltz	R_a	reflektierte Globalstrahlung
	ℓ_L	Dampfdruck der Luft [Torr]	R_g	reflektierte Gegenstrahlung
	K	Konstante der Bewölkung	N_e	Regenniederschlag
	W_N	Bewölkungsgrad		

A66.2 Wärmebilanz über der Schneedecke



Abschätzung des Absorptionskoeffizienten ϵ_k mittels der Wärmebilanz und Schmelzmenge an der Station Sproitz (19⁰⁰ Uhr-Werte).



Abnahme des Absorptionskoeffizienten ϵ_k mit der Alterung des Schnees.

A66.3

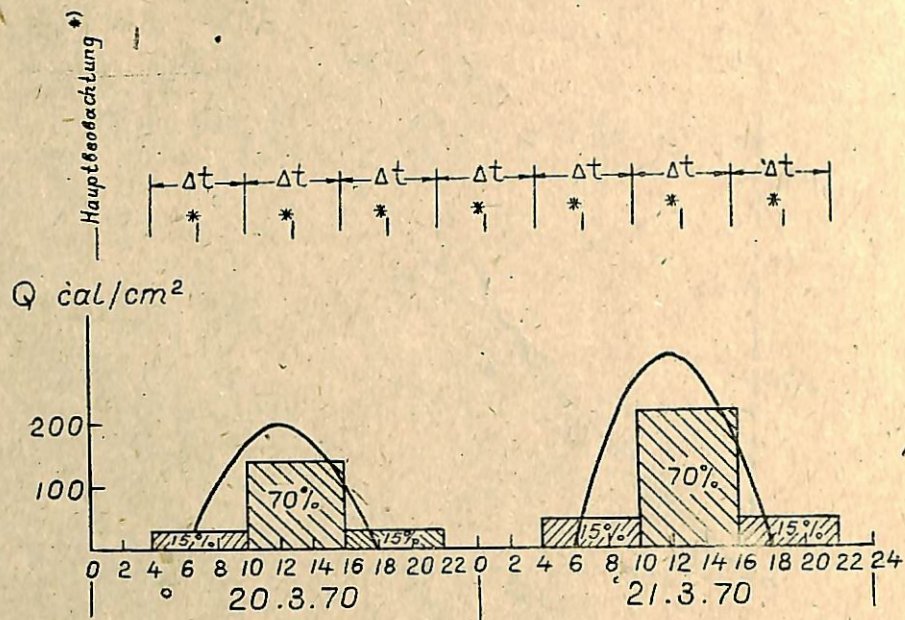


Abb.4 Angenommene Verteilung der Globalstrahlung auf die gewählten Intervalle Δt

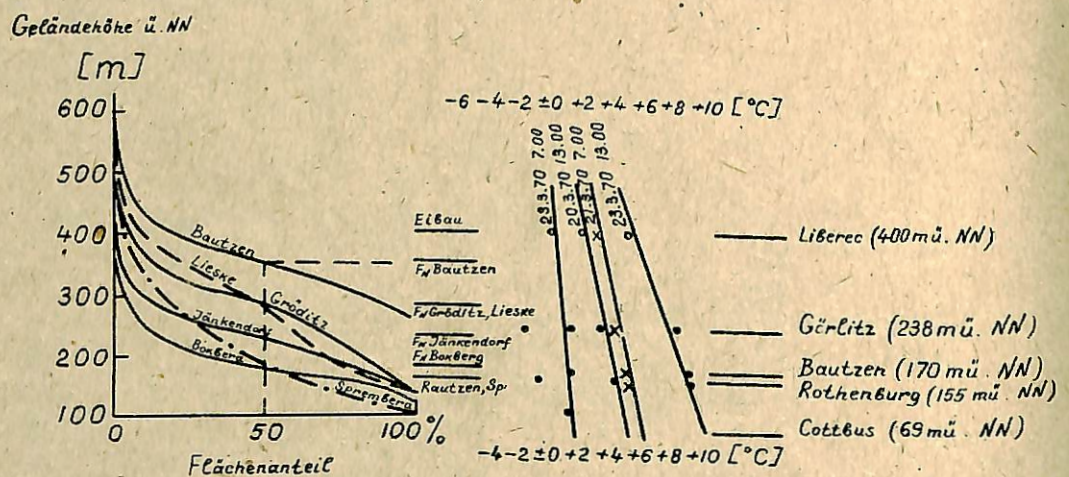
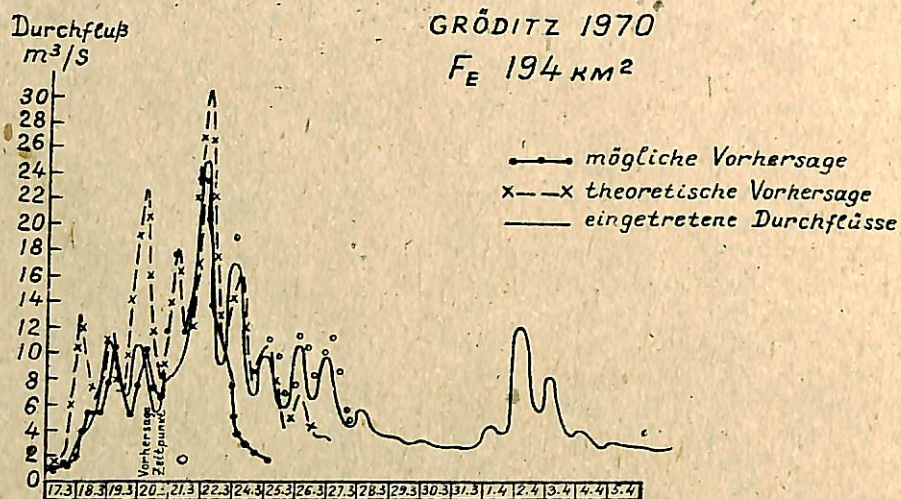


Abb.5 Graphik zur Bestimmung der Gebietsmitteltemperatur

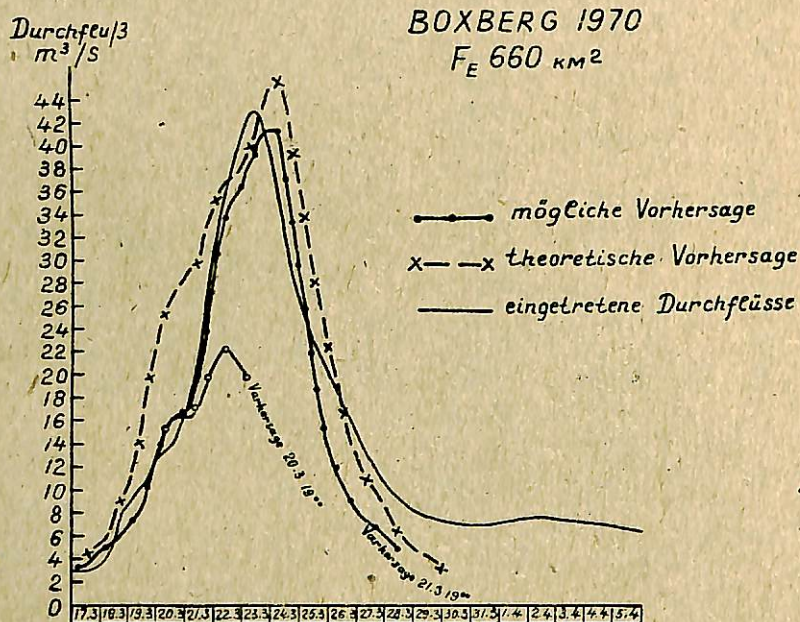
Berechnung der Abschmelzsumme N_S für 6 Std.-Intervalle
für das Einzugsgebiet des löbauer Wassers bis zum Pegel Gröditz

Tag	Zeit	ϑ_L	e_L	W	Q	ϵ_K	$B = \epsilon_K Q + G + A$	$S + L + A$	N_S	$\sum N_S$	r	N_S^H	A_S	A_S'
	std	°C	Torr	T/10	cal/cm ²		cal/cm ²	cal/cm ²	mm	mm		mm	mm	mm
17.3	1	0,2	5,4	10			-16,9	-18,4						
	7	0,8	4,7	10	27	0,9	9,5	13,1	0,5	0,5	1,0	0,5	0	0
	13	3,2	4,5	10	124	0,9	103,2	113,8	14,0	14,5	1,0	14	3,3	0,4
	19	1,8	4,6	10	27	0,9	11,2	18,2	2,0	16,5	1,0	2	0,4	0,7
18.3	1	-2,4	4,8	10			-9,2	1,0	0	16,5	1,0	0	0	0,7
	7	2,8	4,2	10	17	0,9	2,7	9,8	1,0	17,5	1,0	1	0,3	0,6
	13	4,0	4,8	10	83	0,9	70,0	85,9	10,5	28,0	1,0	10,5	2,5	2,1
	19	2,8	4,8	10	17	0,9	6,8	18,3	1,0	29,0	1,0	1	0,3	-0,8
19.3	1	2,0	4,5	7,5			-24,8	-18,4	0	29,0	1,0	0	0	0
	7	1,4	4,5	10	37	0,9	19,4	23,7	1,5	30,5	1,0	1,5	0,4	0
	13	1,4	4,0	5	173	0,9	120,3	120,9	15,0	45,5	1,0	15,0	6,1	2,7
	19	1,8	4,1	7,5	37	0,9	5,7	8,5	0	45,5	1,0	0	0	1,1
20.3	1	1,0	3,6	7,5			-30,6	-34,4	0	45,5	1,0	0	0	0
	7	1,4	3,8	10	30	0,83	8,0	7,1	0	45,5	1,0	0	0	0
	13	3,2	3,9	5	139	0,83	83,4	89,7	11,0	56,5	1,0	11	4,2	1,4
	19	1,8	4,3	10	30	0,83	13,0	17,4	2,0	56,5	1,0	2	0,6	1,2
21.3	1	4,0	5,1	7,5			-18,8	0	0	58,5	1,0	0	0	0
	7	4,4	5,2	10	45	0,75	29,8	50,1	6,5	65,0	1,0	6,5	1,9	0
	13	7,0	4,9	7,5	213	0,75	147,7	175,1	22,0	87,0	0,9	20	7	5,5
	19	4,8	5,0	7,5	45	0,75	17,3	37,6	4,5	91,5	0,7	3	0,9	4,0
22.3	1	2,0	4,6	10			-12,1	-4,8	0	91,5	0,7	0	0	0,2
	7	4,0	5,2	10	26	0,63	10,9	29,8	3,6	95,0	0,6	2,5	0,7	0
	13	7,0	6,2	10	122	0,63	82,7	119,7	15,0	110,0	0,6	9	2,2	3,2
	19	8,0	5,2	7,5	26	0,63	-7,8	25,4	3,0	113,0	0,6	2	0,6	2
23.3	1	4,0	5,0	10			-5,5	11,8	1,5	114,5	0,6	0	0,1	0
	7	7,0	4,6	5	37	0,55	2,4	22,8	3,0	117,5	0,6	2	0,6	0
	13	7,0	5,1	10	171	0,55	95,8	124,7	15,5	133,0	0,4	6	1,8	1,5
	19	6,0	5,4	7,5	37	0,55	7,7	35,2	4,0	137,0	0,4	1,5	0,4	1,2
24.3	1	1,0	4,8	10			-12,3	-7,2	0	137,0	0,4	0	0	0,4
	7	1,6	4,4	10	38	0,5	6,2	10,5	1,0	138,0	0,4	0	0	0
	13	4,2	5,7	10	180	0,5	86,7	109,9	13,5	151,5	0,3	4	1,2	1,7
	19	4,0	5,0	10	38	0,5	13,7	31,0	3,5	155,0	0,3	1	0,3	1,6
25.3	1	3,0	4,6	7,5			-22,8	-12,0	0	155,0	0,3	0	0	0,2
	7	5,0	6,2	10	6	0,8	5,8	35,6	3,5	158,5	0,3	1	0,3	0,8
	13	7,0	5,2	10	27	0,8	23,3	53,0	6,5	165,0	0,2	1	-0,3	1,8
	19	1,0	4,6	10	6	0,8	-9,6	-6,0	0	165,0	0,2	0	0	0,8

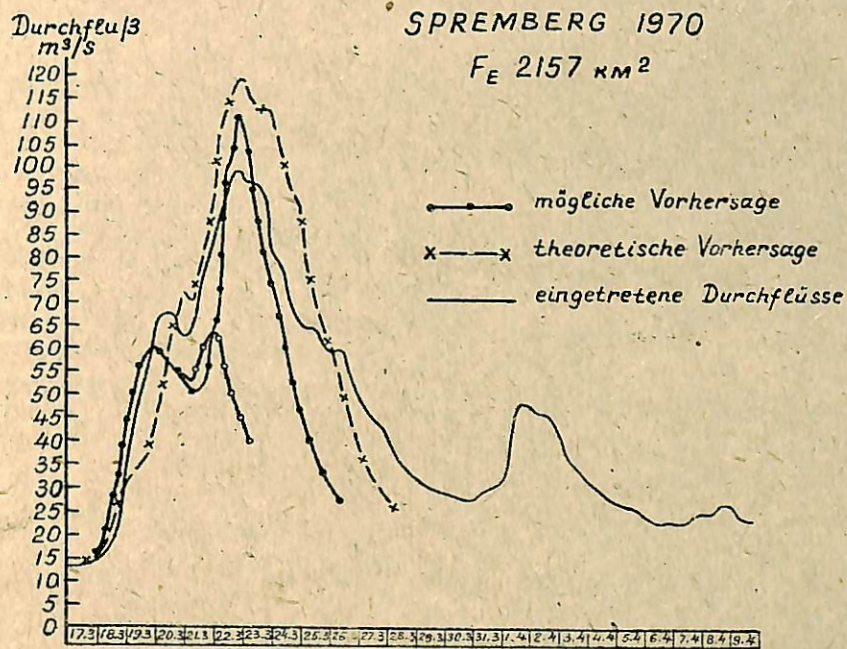
Abb. 6



A66.7



A66.8



A66.9

KURZFRISTIGE ABFLUSSPROGNOSEN FÜR DIE TRAUN

NOBILIS, F.

Hydrographisches Zentralbüro, Wien
Österreich

Р е з ю м е

Задача исследования заключалась в установлении для паводочных волн связи между максимальными расходами, объемами стока и метеорологическими факторами на водосборе р. Траун (4277 км²), который был разделен на пять элементарных бассейнов.

Для решения этой задачи была проведена многократная линейная корреляция взятых в различных комбинациях осадков, их интенсивности, влажности почвы с характеристиками паводочного стока.

Рекомендуемый в настоящей работе метод позволяет исключать из расчетов нерепрезентативные дождемерные станции.

Summary

The aim of the investigation was to find a connection for hydrographs between peak discharge, total runoff of a flood and meteorological parameters in the river basin of the Traun (4277,2 km²), which was divided into five parts.

Several types of precipitation-weight, intensities, soil storage-coefficients and other characteristics were combined to solve the problem with multiple linear regression.

The method recommended in the paper gives the chance to eliminate unfavourable precipitation stations.

K u r z f a s s u n g

Das Ziel der Untersuchung war es, für Abflüssen einen Zusammenhang zwischen Spitzenabfluß, Hochwasserfracht und meteorologischen Parametern im Einzugsgebiet der Traun (4277,2 km²) zu finden, welches in fünf Teileinzugsgebiete aufgegliedert wurde.

Es wurden verschiedene Arten von Niederschlagswägungen, Intensitäten, Bodensättigungsindizes und anderen charakteristischen Größen kombiniert, um das Problem mittels linearer Mehrfachregression zu lösen.

Die Methode, die in dieser Arbeit empfohlen wird, ermöglicht die Elimination ungünstiger Niederschlagsstationen.

1. Problemstellung und allgemeiner Überblick über das Traungebiet

Zu den interessantesten Problemen der Hydrologie gehört der Zusammenhang zwischen Abfluß und verschiedenen meteorologischen Meßgrößen. Für diese Beziehung sollte, unter der Voraussetzung eines annähernd zeitlich und räumlich gleichmäßig über das gesamte Einzugsgebiet verteilten Niederschlages, eine Lösung gesucht werden.

Die Traun, Gesamtlänge 153,00 km, entspringt im östlichen Teil der nördlichen Kalkalpen und mündet in die Donau. Teilweises Karstgebiet bietet eine zusätzliche Schwierigkeit bei der Untersuchung von Abflusvorgängen. Der Anteil der Seefläche am Gesamteinzugsgebiet beträgt 2,9 %. Nach GRIMM³⁾ gehört die Traun in ihrem Abflußverhalten zum F-nivopluvialen Abflußregime.

2. Untersuchte Größen

Als Ausgangspunkt diente eine Arbeit von ČECHOVA²⁾ über die Abflußverhältnisse des Flusses Nítrava in der ČSSR, wobei die Ausgangsbasis erweitert und verbessert wurde.

Es wurden bestimmt: a) der Spitzenabfluß Q_s (m^3/s), b) die Änderung des Abflusses bis zum Spitzenabfluß $\Delta Q_s = Q_s - Q_0$ (m^3/s), wobei Q_0 der Abfluß am Beginn der markanten Abflußwelle ist, c) die Abflußhöhe der Anlaufschicht der Abflußwelle h_{AOS} (mm), d.h. jener Teil des Niederschlages, der vorwiegend zum Aufbau der Abflußspitze beigetragen hat. Die Abtrennung der Abflußhöhe vom Basisabfluß erfolgte durch die Methode der "waagrechten Separation" (ČECHOVÁ²⁾).

3. Stations- und Datenmaterial

Es wurden 22 ausgeprägte Abflußwellen ($Q_s \geq 1,2 Q_0$) aus den Sommermonaten der Jahre 1959 bis 1965 ausgewählt und die unter Punkt 2 angeführten Größen an verschiedenen Pegeln von NOBILIS⁷⁾ untersucht. Einer von diesen war der Pegel Archkogel (Einzugsgebiet: 125,8 km²; Lage: 145,46 km; $\lambda = 13^\circ 50'$, $\varphi = 47^\circ 51'$; PNP: 706,46 m ü.A.; HHQ: 34,0 m³/s am 25.7.1957; Seeflächenanteil: 3,7 %).

Die verwendeten meteorologischen Meßstellen, an denen überall auch die Tagesmitteltemperatur bestimmt wird, werden in Gruppen nach Höhenintervallen eingeteilt, wobei das Gewicht der Gruppe den prozentuellen Flächenanteil der Höhenstufe angibt (Niederschlagsselbstschreiber sind unterstrichen).

Gruppe	Station	Höhenstufe in m	Gewicht
1	(Bad Aussee, 698 m); Göbl, 710 m	4800	0,09
2	(Altaussee, 950 m); (Pötschen, 1000 m)	800-1000	0,07
3	(Schönbergalpe, 1350 m)	1000-1500	0,19
4	(Krippenstein, 2050 m)	>1500	0,65

Die eingeklammerten Stationen befinden sich etwas außerhalb des untersuchten Einzugsgebietes. Die Gruppeneinteilung ermöglicht die Bildung einer scheinbaren Mitteltemperatur, wie in Punkt 4.3.2. gezeigt wird.

4. Hilfsgrößen zur Berechnung von Q_s , ΔQ_s und h_{AOS}

4.1. Niederschlagsindex IRS

Zur Berechnung der mittleren Niederschlagshöhe wird hier ein sogenannter Niederschlagsindex verwendet. Man versteht darunter die Summe der Produkte des abflußbereiten Niederschlagsbeitrages N_{IRS} jeder Station und eines bestimmten Koeffizienten.

Dieser Index wird auf verschiedene Arten gebildet:

- a) Methode des arithmetischen Mittelwertes aus den Angaben der einzelnen Stationen

$$IRSA = \frac{1}{P} \sum_{i=1}^P N_{IRSi} \quad (1)$$

P Anzahl der Stationen, die einem Pegel zugeordnet werden

- b) Methode des gewogenen Gruppenniederschlagsindex

$$IRSB = \sum_{l=1}^m g_l \bar{N}_{IRS m} \quad (2)$$

g_l Anteil der Höhenstufe einer Stationsgruppe (Gewicht)

m Anzahl der Stationsgruppen

$\bar{N}_{IRS}$.. arithmetisches Mittel der N_{IRS} in einer Gruppe

- c) Kombinationen m -Klasse ohne Wiederholung der Gruppenniederschlagsindizes, arithmetisch gemittelt

$$(IRSC)_c \quad (3)$$

wobei es $c = \sum_{e=1}^m \binom{m}{e} \bar{N}_{IRS,e}$ Möglichkeiten gibt

und e die Werte 1, ..., m durchläuft, die dann durch die Anzahl der kombinierten Gruppen dividiert werden.

4.2. Niederschlagsintensität

Die Aufzeichnungen des Ombrographen in Altaussee werden zu folgender Unterscheidung benutzt:

$t'(h)$... Niederschlagsdauer inklusive Pausen bis Q_s
 $t'_{ef}(h)$... Niederschlagsdauer ohne Pausen, bis Q_s ;
 daher gibt es auch mehrere Arten von Gebietsintensitäten:

$$i'1A = \frac{IRSA}{t'} \quad (4) \quad i'2A = \frac{IRSA}{t'ef} \quad (5)$$

$$i'1B = \frac{IRSB}{t'} \quad (6) \quad i'2B = \frac{IRSB}{t'ef} \quad (7)$$

$$(i'1C)_c = \frac{(IRSC)_c}{t'} \quad (8) \quad (i'2C)_c = \frac{(IRSC)_c}{t'ef} \quad (9)$$

wobei hier natürlich wieder so viele Intensitäten wie Gruppenkombinationen existieren.

4.3. Bodensättigungsindex

Die größten Schwierigkeiten ergeben sich bei der Frage, welcher Anteil des Niederschlages tatsächlich abfließt. Hier ist nicht nur die Kompliziertheit des Vorganges ein Hindernis, sondern auch die ungenügenden Ausgangsangaben. Auf Grund der Erfahrungen aus vielen Arbeiten auf diesem Gebiet, haben LINSLEY, KOHLER und PAULHUS⁵⁾ festgestellt, daß es genügt, wenn man die Abflußbereitschaft des Einzugsgebietes durch ein indirektes Sättigungsmaß darstellt.

4.3.1. Bodensättigungsindex IRV

Gewertet wird der Niederschlagsverlauf innerhalb von 30 Tagen vor Beginn des kritischen Niederschlages. Diese grundsätzliche Wertungsart wurde zuerst vom amerikanischen Hydrologischen Dienst verwendet.

a) Arithmetisch gemittelter Bodensättigungsindex

$$IRVA = \frac{30}{\sum_{j=1}^{30} B_j \hat{N}_j} \quad (10)$$

$$B_j = (0,9)^j \quad j = 1, 2 \dots 30$$

$\hat{N}_j$.. Niederschlag am Tag j vor Beginn des kritischen Regens an einer Station, wobei für jedes j ein $\hat{N} = \frac{1}{P} \sum_{i=1}^P N$ existiert.

Diese Wertung, mit dem Faktor B soll ein Maß dafür sein, daß der Niederschlag, der knapp vor Beginn des die Welle auslösenden Niederschlages gefallen ist, das Gebiet in höherem Maß abflußbereit macht. KELLER⁴⁾ gibt eine ähnliche Wertungsmöglichkeit mit $B_j = \frac{1}{j}$

b) Gewogener Gruppenmittelsättigungsindex des Bodens

$$IRVB = \frac{\sum_{l=1}^m g_l IRV_l}{\sum_{l=1}^m g_l} \quad (11)$$

wobei für jedes l ein $IRV = \frac{30}{\sum_{j=1}^{30} B_j \hat{N}_j}$ existiert.

c) Kombinationen m. Klasse ohne Wiederholung der Gruppenmittelsättigungsindizes, arithmetisch gemittelt

$$(IRVC)_c \quad (12)$$

wobei es wieder $2^m - 1$ Möglichkeiten gibt.

Falls es nötig wäre, ununterbrochen den Stand der Bodensättigung zu kennen, muß man nicht die Berechnungen nach (10, 11, 12) täglich durchführen. Es genügt, diese ein- oder zweimal monatlich durchzuführen und sodann $IRV(A, B, C)_c$ für den benötigten Tag auszurechnen.

$$IRV(A, B, C)_c)_{j+1} = IRV(A, B, C)_c)_{j+1} \cdot B + \hat{N}_j \quad (13)$$

wobei $IRV(A, B, C)_c)_{j+1} \dots IRV$ des vorhergegangenen Tages

$\hat{N}_j \dots$ die Niederschlagsmenge für den gegebenen Tag;

$$B = 0,9$$

4.3.2. Bodensättigungsindex IT

Diese Art des Sättigungsmaßes unter Einbeziehung der Temperatur wurde zuerst vom russischen Hydrologischen Dienst verwendet.

Man bestimmt die Gruppenmitteltemperatur für ein Intervall von 30 Tagen vor Beginn der Welle. Die Gruppenmitteltemperatur ist das Mittel der $\bar{T}_{30}$ der Stationen in der Gruppe. Dann wird mit der Gruppenmitteltemperatur bei jeder einzelnen Station weitergerechnet. Diese so gewonnene Temperatur ist gleichzeitig eine indirekte Angabe der Jahreszeit.

Die Wertung erfolgt mit einem Faktor a (ČECHOVÁ²⁾ der die Niederschlagssummen je nach Zeitraum vor Beginn der Welle und dazugehöriger Mitteltemperatur von 5°C bis 20°C und abfallend von 1,00 bis 0,06 gewichtet.

$$IT = a_1(\bar{T}_{30})\tilde{N}_1 + a_2(\tilde{N}_2) + a_3(\tilde{N}_{3-5}) + a_4(\tilde{N}_{6-10}) + a_5(\tilde{N}_{11-20}) + a_6(\tilde{N}_{21-30}) \quad (14)$$

$$\begin{aligned} \text{wobei } \bar{N}_1 &= N_1, \bar{N}_2 = N_2, \bar{N}_{3-5} = \sum_{j=3}^5 N_j, \\ \bar{N}_{6-10} &= \sum_{j=6}^{10} N_j, \bar{N}_{11-20} = \sum_{j=11}^{20} N_j, \\ \bar{N}_{21-30} &= \sum_{j=21}^{30} N_j \end{aligned}$$

Daraus lassen sich bestimmen:

a) Arithmetisch gemittelter Bodensättigungsindex

$$ITA = \frac{1}{P} \sum_{i=1}^P IT \quad (15)$$

b) Gruppensättigungsindex des Bodens

$$ITB = \sum_{i=1}^m g_i (IT_i) \quad (16)$$

c) Kombinationen m. Klasse ohne Wiederholung der Gruppenmittelsättigungsindizes, arithmetisch gemittelt

$$(ITC)_C \quad (17)$$

wobei es wieder $2^m - 1$ Möglichkeiten gibt.

Natürlich kann man auch hier, wie bei (13), eine analoge Formel benutzen, wenn man täglich den Sättigungszustand kennen muß.

$$IT(A, B, C_c)_{j+1} = IT(A, B, C_c)_j \cdot a_j + N_1 \quad (18)$$

$IT()_j$ = $IT()$ des vorhergehenden Tages

N_1 ... Niederschlag für den gegebenen Tag

a_j ... Koeffizient entsprechend der Mitteltemperatur

5. Lösung mittels linearer Mehrfachregression und Schema für die Verknüpfung der Variablen

Die Verwendung dieser Methode in der Hydrologie ist nicht neu, aber eine völlige Ausnützung aller Möglichkeiten wurde erst mit Hilfe des Elektronenrechners möglich. Da die Methode dieser Berechnung in der Literatur, LYONS⁶⁾ und BROOKS¹⁾, genau gezeigt wird, genügt hier ein kurzer Hinweis.

Die Gleichung der linearen Mehrfachregression für b Variable lautet:

$$x_1 = d_1 + d_2 x_2 + \dots + d_b x_b \quad (19)$$

wobei x_1 abhängige Variable

x_2 bis x_b unabhängige Variablen

d_2 bis d_b Regressionskoeffizienten

d_1 Konstante

Zudem wurde noch der Mehrfachkorrelationskoeffizient R und der "standard error of estimate" (S.E.) berechnet. Die Berechnung von d, R und S.E. erfolgte auf fünf Dezimalstellen, die auf drei gerundet wurden. Die berechneten Werte der abhängigen Variablen wurden auf eine Kommastelle, wie die beobachtete Größe selbst gerundet. Tab.1 zeigt das Schema, wie die unabhängigen Variablen zusammengestellt wurden. Dabei wurde auf die Erfahrung von ČECHOVÁ²⁾ Rücksicht genommen. Die Variablen werden nun in den Selektionen S 1 bis S18 miteinander in Verbindung gesetzt. Der Niederschlagsindex wurde wegen seiner Wichtigkeit in allen Selektionen verwendet. Es wurde darauf geachtet, daß die Maße für den Anfangszustand Q_0 , $IRV()$ und $IT()$, wegen der Gleichartigkeit ihrer Aussage nie gemeinsam auftreten, ebensowenig wie die beiden Arten von Gebietsintensitäten oder eine Verbindung einer Art von Intensität mit der Zeitspanne, die für die andere Intensität verwendet wurde. Die hier verwendeten Maße für den Anfangszustand spiegeln indirekt auch die durch einen See modifizierten Verhältnisse. Das ist eine gute Möglichkeit, um das Problem der Retention zu umgehen.

Für die Berechnung von h_{AOS} wurden, da man auch Folgewellen verwendete, die Selektionen mit Q_0 nicht benutzt. Als Kombination K bezeichnet man die Verbindung der unabhängigen Variablen, je nach Art der Berechnung. So wird als K 01 die Rechnungsart A, als K 02 die Rechnungsart B und als K 03 bis K 17 die Rechnungsart C_c in Verbindung mit Q_0 , t' und $t'ef$ bezeichnet. Bei einer Kombination wird immer eine Zeile durchgezogen. Es werden nie verschiedene Rechnungsarten vermischt, d.h. beispielsweise ein "gewogener" Niederschlagsindex wird nicht mit einem arithmetisch gemittelten Bodensättigungsindex verknüpft. Es gibt also je nach vorhandenen Stationsgruppen genau $[(2^m - 1) + A + B]$ Kombinationen, z.B. für $m = 4 \rightarrow K = 17$.

6. Optimale Gleichungen für die Berechnung von Q_s , ΔQ_s und h_{AOS}

Die unabhängigen Variablen x_b beziehen sich auf Tab.1. Die Rechnungsart ist aus der Spalte K/S ersichtlich. Die optimalen Gleichungen lauten:

$$Q_s = -2,792 + 0,016x_2 + 2,787x_3 + 0,160x_7 + 0,942x_9 \quad (20)$$

$$\Delta Q_s = -2,542 + 0,036x_2 + 1,536x_3 + 0,025x_5 + 0,126x_7 \quad (21)$$

$$h_{AOS} = -7,687 - 0,008x_2 + 4,009x_3 - 0,025x_5 + 0,261x_7 \quad (22)$$

wobei R, S.E. und K/S für (20) 0,948; 2,172; 9/15, für (21) 0,937; 2,104; 6/3, für (22) 0,920; 2,893; 3/3 sind.

Für die Berechnung von Q_s ist also die Stationsgruppe 1+4 maßgebend, für ΔQ_s die Gruppe 4 und für h_{Aos} die Gruppe 1.

7. Diskussion der Ergebnisse

Eine Gegenüberstellung der "wirklichen" (w) zu den nach (20, 21, 22) "berechneten" (b) Größen zeigt folgendes Bild:

Welle Nr.	Q_{sw} m^3/s	Q_{sb} m^3/s	ΔQ_{sw} m^3/s	ΔQ_{sb} m^3/s	h_{Aosw} mm	h_{Aosb} mm
1	21,3	22,1	10,7	11,3	8,0	10,7
2	29,7	26,6	18,7	15,8	12,9	16,1
3	23,7	26,7	16,4	19,1	25,5	22,6
4	12,6	13,1	7,9	9,7	5,3	6,1
5	21,7	20,0	16,1	14,2	20,6	16,4
6	16,6	17,9	6,1	7,2	4,1	4,4
7					2,2	4,5
8	18,3	20,4	8,4	10,8	11,0	12,0
9					1,5	2,6
10					1,3	1,0
11					1,9	2,8
12					2,2	3,8
13					0,9	1,3
14	18,2	17,6	10,5	9,0	8,6	10,7
15	11,7	12,3	2,9	3,1	4,2	-0,2
16	11,7	11,8	2,8	3,0	1,1	1,3
17	12,2	11,2	7,7	6,9	4,2	5,2
18					0,6	-1,0
19	21,7	19,1	13,3	11,0	11,9	10,8
20					4,0	4,0
21					13,2	6,4
22	13,8	14,5	9,0	8,9	7,2	10,7

Die berechnete h_{Aos} kann natürlich auch (durch den Rechengang) negativ werden, wenn S.E. groß genug ist. Die Ursache liegt in der Unmöglichkeit einer genaueren Abtrennung (Punkt 2).

Die bei Q_s und ΔQ_s fehlenden Werte sind Folgezellen, d.h. solche, die sich auf dem absteigenden Ast einer vorhergehenden Welle aufbauen. Sie wurden für die Berechnung von Q_s und ΔQ_s nicht verwendet.

Das gesamte Rechenprogramm wurde für eine IBM 1620 erstellt.

L i t e r a t u r

- [1] Brooks, C. und N. Carruthers: Handbook of statistical methods in meteorology, Her Majesty's Stationary Office, London 1953
- [2] Čechová, I.: Predpoved odtoku zo zrážok na rieke nitrici v Liešťanoch, Sborník Prací, 12, 11-32, 1968
- [3] Grimm, F.: Das Abflußverhalten in Europa-Typen und regionale Gliederung, Wiss. Veröffentlichung d. Dtsch. Inst. f. Länderkunde in Leipzig, 25/26, 18-180, 1968
- [4] Keller, R.: Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes, Haude und Spenersche Verlagsbuchhandlung, Berlin, 1961
- [5] Linsley, R. K., Kohler, M. und J. Paulhus: Applied Hydrology, Mac Grawhill, New York, 1949
- [6] Lyons, R. O.: Statistical Methods in Hydrology, Proc. of Hydr. Symp. No. 5, Mc Gill University, 119 - 125, 1966
- [7] Nobilis, F.: Zusammenhang zwischen Abfluß und meteorologischen Parametern im Einzugsgebiet der Traun, Diss. d. Univ. Wien, unveröff., 1970

ERFAHRUNGEN MIT DER MUSKINGUM-METHODE HINSICHTLICH IHRER ANWENDUNG AUF DIE ÖSTERREICHISCHE DONAUSTRECKE

KRESSER, W.

Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft der Technischen Hochschule, Wien
Österreich

Р е з ю м е

В работе излагается опыт применения метода Маскингам для расчета паводочных волн на австрийском участке Дуная между городами Кремс и Веной. В основу исследований положены невысокие паводки, а также паводки со значительными затоплениями.

В результате исследований установлено, что в нормальных условиях небольшие паводочные волны могут быть рассчитаны методом Маскингам достаточно точно. В этом случае отношение объема воды к расходу может быть представлено в прямолинейном виде. Что касается паводков со значительным затоплением поймы, то выполненные исследования не привели к получению для них таких же определенных значений коэффициентов зарегулированности, как в предыдущем случае, вследствие чего метод Маскингам не привел к удовлетворительным результатам. Однако исследования показали, что если учесть в расчетах процесс затопления и опорожнения поймы, этот недостаток можно было бы устранить, что является задачей дальнейших исследований.

Z u s a m m e n f a s s u n g

In der vorliegenden Arbeit berichtet der Autor über Erfahrungen mit der Anwendung der Muskingum-Methode bei der Berechnung von Hochwasserwellen auf der österreichischen Donautrecke Krems-Wien. Den Untersuchungen wurden sowohl kleinere Hochwässer als auch solche, bei denen es zu ausgedehnten Überflutungen kam, zugrundegelegt.

Die Ergebnisse zeigen deutlich, daß der Ablauf

kleinerer Hochwasserwellen mit Hilfe der Muskingum-Methode unter normalen Voraussetzungen hinreichend genau berechnet werden kann. Die Durchfluß-Volums-Beziehung läßt sich in diesem Fall näherungsweise durch eine Gerade ersetzen. Bei Hochwässern mit stärkeren Ausuferungen führten dagegen alle vorgenommenen Versuche zur Gewinnung einer eindeutigen Durchfluß-Volums-Beziehung, wie sie das Verfahren voraussetzt, nicht zum Erfolg, und die Methode liefert daher keine zufriedenstellenden Resultate. Die Untersuchungen lassen jedoch erkennen, daß durch entsprechende Einbeziehung des Prozesses der Auffüllung und Entleerung der Inundationsräume dieser Mangel zu beheben wäre, was durch weitere Studien geprüft werden soll.

§ u m m a r y

In this paper the author reports about the experience with the Muskingum-method concerning the computation of flood-waves of the Austrian Danube from Krems until Vienna. These investigations are based on little floods as well as on floods which caused large inundations.

The results obviously point out that basing on normal circumstances the computation of the movement of little flood-waves by the Muskingum-method can be carried out with adequate accuracy. In this case the storage-discharge-relation approximately is a linear one. Dealing with floods which cause greater inundations, all attempts to get a clear storage-discharge-relation failed. This relation is a requirement of the Muskingum-method and thus this method delivers no satisfying result. But the investigations show that considering the processes of filling and discharging of the inundation areas this shortcoming could be removed. This shall be the subject of further investigations.

E n l e i t u n g

Im Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft der Technischen Hochschule Wien werden zur Zeit die wichtigsten Methoden der Berechnung des Hochwasserablaufes in einem Fluß hinsichtlich ihrer Anwendbarkeit bei der zukünftigen Hochwasservorhersage im österreichischen Donauabschnitt untersucht. Die eingehenden Studien bezogen sich auch auf die bereits 1938 von McCARTHY entwickelte sog. MUSKINGUM-Methode, die vor allem für die rechnerische Erfassung der Hochwassererscheinungen in größeren Gewässern geeignet ist und in den letzten Jahren auch in den Donauländern stärkere Beachtung fand [1, 10]. Durch diese Untersuchungen sollte insbesondere festgestellt werden, ob die MUSKINGUM-Methode auch in Flußstrecken, in denen extensive Inundationen vorkommen noch brauchbare Ergebnisse liefert.

Für die Studien bot sich als sehr gut geeignetes Objekt die Donautrecke zwischen Krems und Wien an (Abb. 1). Die Donau verläßt unterhalb Krems das enge Durchbruchstal der Wachau und tritt in die weite Ebene des Tullner Feldes ein, wo es bei größeren Hochwässern zu ausgedehnten Überflutungen kommt. So war während des großen Hochwassers vom Juli 1954, von dem genaue Unterlagen vorliegen, eine Fläche von 260 km², und beim bisher größten verlässlich registrierten Hochwasserereignis vom September 1899 ein Gebiet von rd. 270 km² überschwemmt. Das untere Ende des Tullner Feldes bildet dann die "Wiener Pforte", wo die in den Jahren 1869-75 geschaffene Regulierungsstrecke des Wiener Durchstiches beginnt.

Als besonders günstig für die Zielsetzung der Untersuchung erwies sich der Umstand, daß zwischen den Bezugsprofilen Krems und Wien keine nennenswerten Zubringer in die Donau einmünden. Die Anwendung der MUSKINGUM-Methode erlaubt zwar im Prinzip die rechnerische Einbeziehung von Zuflüssen in der betrachteten Flußstrecke, doch lag es ganz im Interesse der erstrebten Ausschaltung von möglichen Fehlerquellen, daß die bearbeiteten Hochwasserwellen nicht, oder nur sehr geringfügig durch Zubringerwellen beeinflusst waren. Im letzteren Falle wirkte es sich überdies günstig aus, daß die Zuflüsse am Beginn der anlaufenden Donauwelle eintreffen und bei deren Kulmination bereits wieder auf ein unbedeutendes Maß abgeklungen sind.

Bemerkungen zur MUSKINGUM-Methode

Die MUSKINGUM-Methode zählt bekanntlich zu den sogenannten "hydrologischen" Verfahren zur Berechnung des Ablaufes von Hochwasserwellen, die neben

der Kontinuitätsgleichung eine Beziehung zwischen dem in der betrachteten Flußstrecke gespeicherten Wasservolumen und einem gewogenen Durchfluß aus Zu- und Abfluß verwenden [3, 4, 5, 8]. Dieser maßgebende Durchfluß $Q_m = x \cdot Q_z + (1-x) \cdot Q_A$ wird dem vorhandenen Retentionsvolumen direkt proportional gesetzt, wodurch sich die beiden Ausgangsgleichungen

$$\frac{dS}{dt} = Q_z - Q_A, \quad (1a)$$

$$S = [K \cdot x \cdot Q_z + (1-x) \cdot Q_A] \quad (1b)$$

ergeben. Darin bezeichnen S die Speicherung, Q_z und Q_A den Zu- und Abfluß sowie K und x zwei Parameter, mit deren Hilfe die hydrologisch-morphologischen Gegebenheiten des Flußabschnittes, insbesondere hinsichtlich seines Retentionsverhaltens ausgedrückt werden.

Schreibt man die beiden Gleichungen in Differenzenform für ein Berechnungszeitintervall Δt an, so ergibt sich durch entsprechende Kombination die Arbeitsgleichung in der üblichen Form

$$Q_{A,2} = c_0 \cdot Q_{z,2} + c_1 \cdot Q_{z,1} + c_2 \cdot Q_{A,1},$$

mit den Koeffizienten

$$c_0 = \frac{0,5 \cdot t - Kx}{K-Kx+0,5 \cdot t}, \quad c_1 = \frac{0,5 \cdot t + Kx}{K-Kx+0,5 \cdot t},$$

$$c_2 = \frac{K-Kx-0,5 \cdot t}{K-Kx+0,5 \cdot t}.$$

Die Parameter K und x sind nach dem vorher Gesagten somit Funktionen der betrachteten Flußstrecke, die durch Nachrechnung bereits beobachteter Hochwasserwellen gewonnen werden, wobei für verschiedene Zeitpunkte das Retentionsvolumen einerseits und für mehrere Werte von x der gewogene Durchfluß zu berechnen sind. Trägt man die auf solche Weise erhaltenen Wertepaare in einem Diagramm auf, so entsteht das bekannte Bild der Speicher-Durchfluß-Beziehung mit mehr oder minder ausgeprägten Schleifen, von denen die eine oder andere gemäß den aus der Literatur bekannten Beschreibungen - für ein bestimmtes x fast ganz zu einem Linienzug degeneriert und sich sehr oft ohne wesentliche Genauigkeitseinbuße als Gerade darstellen läßt.

In der oben angeführten Form stellt die MUSKINGUM-Methode ein Differenzenverfahren dar, das daher als ein Näherungsverfahren anzusehen ist. Bei einer späteren Beurteilung der mit einem solchen Näherungsverfahren gewonnenen Ergebnisse wäre also zu berücksichtigen, daß Abweichungen zwischen beobachteten und berechneten Werten nicht nur auf den getroffenen Ansatz, der die Problemstellung eben nur annähernd erfaßt, sondern auch auf Abweichungen bei der numerischen Auswertung - bedingt durch eine ungünstige Wahl der Rechenschritte - zurückgeführt werden können.

Die eben erwähnten Schwierigkeiten sind verhältnismäßig leicht zu vermeiden, wenn sich die Zuflußganglinie durch Geradenabschnitte ersetzen läßt, weil für den Grenzfall der linearen Translation die aus den Ausgangsgleichungen (1a und 1b) gebildete Differentialgleichung

$$\frac{dQ_A}{dt} + \frac{1}{K(1-x)} Q_A = \frac{1}{K(1-x)} \left[Q_z - Kx \frac{dQ_z}{dt} \right] \quad (3)$$

exakt zu lösen ist [7]. Wie SVOBODA [10] aufgezeigt hat, kann in diesem Falle die Hochwasserwelle durch ein entsprechendes System von Lösungskurven gefunden werden. Eine andere Möglichkeit gibt NASH [9] an, der die Differentialgleichung zunächst umformt und dann von stationären Bedingungen ausgehend ihre allgemeine Lösung vornimmt. Auf diese Weise lassen sich neue Koeffizienten

$$c = e^{\frac{t}{K(1-x)}}, c_0 = 1 - \frac{K}{t}(1-c), c_1 = \frac{K}{t}(1-c), c_2 = c$$
für die Arbeitsgleichung (2) gewinnen, die auch bei Benützung von unterschiedlichen Rechenintervallen Δt zu Ergebnissen führen, die den exakten Lösungen gleichkommen. Insbesondere treten bei Verwendung von - gegenüber K - relativ großen Zeitabschnitten Δt keine Ungenauigkeiten mehr auf. Den hier vorgenommenen Untersuchungen wurde daher auch diese Vorgangsweise mit den Koeffizienten (4) zugrundegelegt.

Vorgenommene Vergleichsrechnungen haben dann allerdings die Erfahrung bestätigt, daß die Ungenauigkeiten, die sich bei der Lösung der Arbeitsgleichung (2) mit den dort angeführten ursprünglichen Koeffizienten ergeben, in den praktischen Fällen kaum ins Gewicht fallen.

Die durchgeführten Untersuchungen und ihre Ergebnisse

Für die Untersuchungen wurden eine Reihe von Donauhochwässern herangezogen, deren Auswahl unter den folgenden zwei Gesichtspunkten erfolgte:

1. Verschieden große Hochwässer, um den Einfluß der Inundationen zu studieren.
2. Verschieden steile Hochwässer, um auf den Einfluß der Geschwindigkeit des Wellenanstieges schließen zu können.

Bei Hochwasserereignissen, die sich durch größere Zuflüsse der Zubringer zwischen den beiden Bezugsprofilen Krems und Wien heraushoben, wurden dieselben in der üblichen Weise in die Berechnungen einbezogen. Die Lage der Pegelstellen an den Zubringern erlaubte eine annähernd zeitliche Einsetzung dieser Zuflüsse beim Donauzufluß in Krems. Eine andere Korrektur der Durchflußganglinien war beim Hochwasser 1954 notwendig. Wie eingangs erwähnt, kam es bei dieser Hochflut zu ausgedehnten Überschwemmungen und als Folge davon zu einem erheblichen Rückhalt durch die Versickerungen, was sich zwangsläufig in einem Fehlbetrag zwischen Zufluß- und Abflußfracht auswirkte. Die sich solcherart ergebende Volumsdifferenz wurde proportional zum Ausfluß im Bezugsprofil Wien aufgeteilt und der Abflußganglinie überlagert.

Die Ermittlung der Parameter K und x erfolgte in der bekannten Weise durch punktweises Auftragen der Durchfluß-Volums-Schleifen, wobei sich die er-

warteten Ergebnisse bestätigten:

Im unteren, Durchflußbereich, in dem keine Ausuferung stattfindet, bildet die Durchfluß-Volums-Kurve praktisch immer eine Gerade. Der Koeffizient x erreicht im allgemeinen Werte zwischen 0,4 und 0,5, was bedeutet, daß die Speicherung in gleichem Maße vom Zufluß wie vom Abfluß abhängt.

Im oberen Durchflußbereich dagegen läßt sich die Durchfluß-Volums-Schleife mit wachsender Inundation immer weniger durch eine eindeutige Kurve interpretieren und x liegt zwischen 0 und 0,2.

Den Abbildungen 2a und 2b sind einige kennzeichnende Ergebnisse für je ein Hochwasser ohne sowie mit geringer und großer Ausuferung zu entnehmen.

Versucht man nun, die verschiedenen Werte des Parameters K zu kennzeichnenden Größen der Hochwasserwellen in Beziehung zu setzen, so ergibt sich eine Abhängigkeit von K sowohl vom Durchfluß als auch - allerdings in geringerem Ausmaß - von der Geschwindigkeit des Wellenanstieges. Wie Abb. 3 deutlich zeigt, ist der Wert von K bis zum Erreichen des bordvollen Abflusses nur geringfügigen Schwankungen unterworfen, um dann nach dem Beginn der Ausuferung stark mit dem Durchfluß anzuwachsen. Dies steht in weitgehender Übereinstimmung mit den Beobachtungen betreffend die Abhängigkeit der Wellen-Laufzeit vom Durchfluß. Bezieht man als zusätzliche Variable noch das Anstiegsmaß mit ein, so lassen sich die ermittelten K -Werte weiter aufschlüsseln. Die in dieser Richtung vorgenommenen Untersuchungen erlauben aber bisher keine befriedigende Deutung dieses Zusammenhanges und sollen daher durch weitere Studien ergänzt werden.

In Fortsetzung der vorliegenden Ausarbeitung wurden in der Folge für verschiedene Durchflußbereiche abgelaufener Flußwellen der Donau mittlere Werte von K und x bestimmt und mit ihnen die Hochwasser-Ganglinien im Bezugsprofil Wien rückgerechnet, wofür eine Rechenanlage IBM 7040 der Technischen Hochschule Wien zur Verfügung stand. Die Ergebnisse, die in Abb. 4a für zwei typische Hochwässer dargestellt sind, waren durchaus zufriedenstellend, nachdem die Abweichungen zwischen den berechneten und den beobachteten Scheiteldurchflüssen bis auf eine einzige Ausnahme unterhalb der 3 %-Grenze und damit im Rahmen der erzielbaren Meßgenauigkeit liegen. In einigen Bereichen der bearbeiteten Ganglinien kommen zwar etwas größere Einzelabweichungen vor, die das positive Gesamtergebnis jedoch nicht zu beeinträchtigen vermögen. So treten beispielsweise beim großen Hochwasser vom Juli 1954 am auf- und absteigenden Ast der Abflußganglinie stärkere Abweichungen auf, die durch den Verlauf dieses außerordentlichen Ergebnisses zwangsläufig bedingt sind (Abb. 4b).

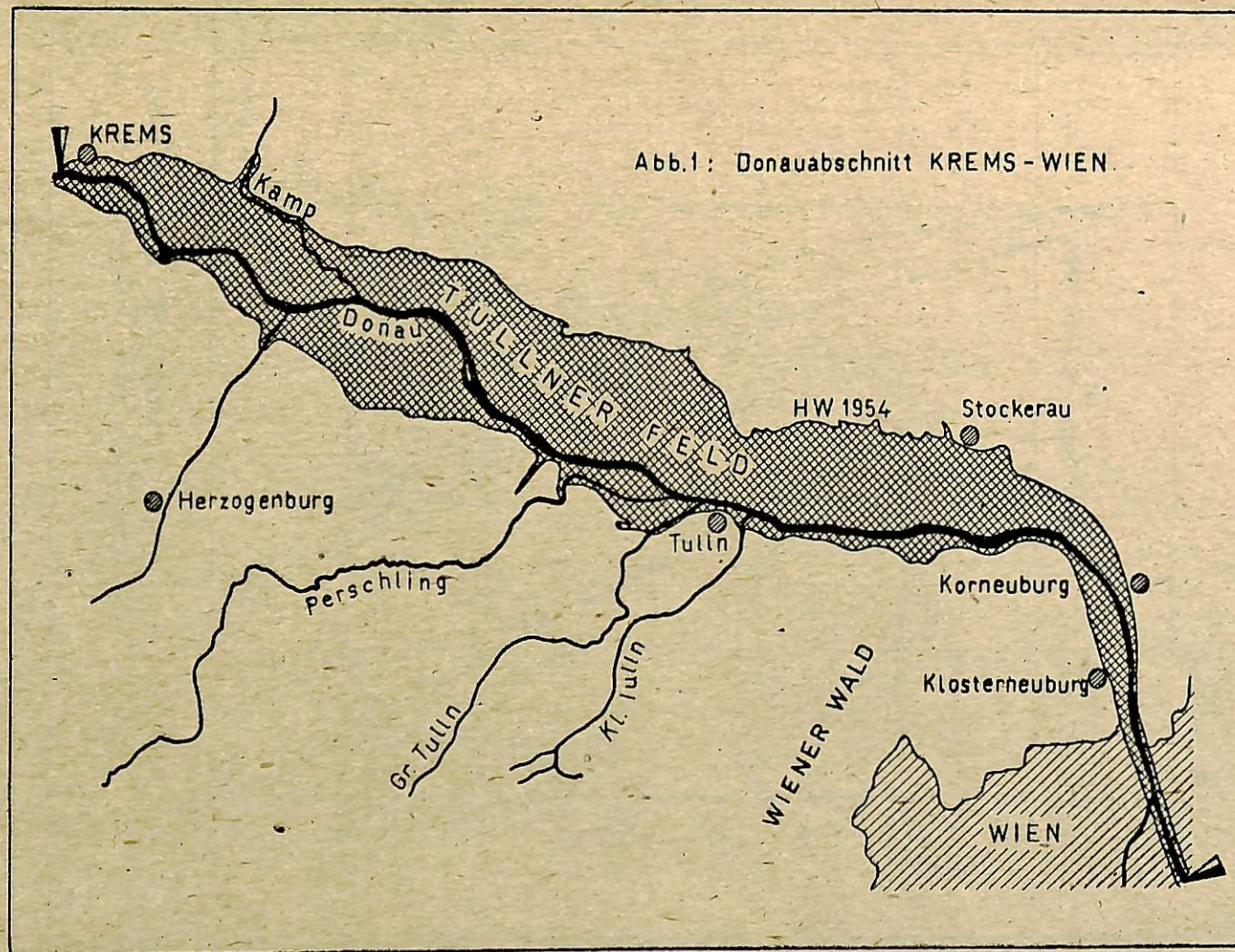
Aus der Tabelle im Anhang können die wichtigsten Ergebnisse der Untersuchungen für 8 Hochwasserwellen der Donau entnommen werden. In dieser Zusammenstellung bezeichnet Q_s beob. den beobachteten und Q_s ber. den berechneten Scheiteldurchfluß, ΔQ_s die Differenz zwischen den beiden Werten, ΔQ_m die mittlere Abweichung und $\max \Delta Q$ die größte Punktabweichung überhaupt. Wie man sieht, trat lediglich beim Hochwasser 1968 eine Einzeldifferenz von mehr als 10 % gegenüber dem beobachteten Abflußwert auf, während die Abweichung für den Scheiteldurchfluß weniger als 1 %, betrug.

Schließlich wurden die beiden Abflußganglinien, für das Julihochwasser 1954, bei dem nach Abb. 4b - allerdings nicht im Scheitelbereich - stärkere Einzelabweichungen vorkamen näher studiert. Wie ein Blick auf die Durchfluß - Volums - Beziehung zeigt, ist hier die Schleife bedeutend stärker ausgeprägt als bei den anderen Hochwasserwellen und es ist einleuchtend, daß in diesem Falle die Angabe der Durchflüsse zu Beginn und am Ende der betrachteten Flußstrecke keine ausreichende Beschreibung der Retentions-Abflußverhältnisse innerhalb des Untersuchungsabschnittes darstellt. Auch der Versuch, durch entsprechende Unterteilung der gesamten Donaustrecke zu besseren Ergebnissen zu gelangen, führte nicht zum Ziele, nachdem auch auf diese Weise die Nichtlinearitäten im Verhalten der einzelnen Flußabschnitte nicht zu erfassen waren. Ebenso brachte die Anwendung der "lag and route-Methode" unter Verwendung einer Translation mit variablem durchflußabhängigem Zeitmaß und einer anschließenden Speicherberechnung mit $x = 0$ wie sie in ähnlichen Fällen gelegentlich empfohlen wird - kein zufriedenstellendes Resultat.

Die Untersuchungen haben deutlich erkennen lassen, daß durch geeignete Einbeziehung des Prozesses der Auffüllung und Entleerung der Inundationsräume, also durch näherungsweise Erfassung der Nichtlinearitäten die aufgezeigten Mängel zu beheben wären. Dafür könnte z.B. für die einzelnen Durchflußbereiche ein kombiniertes Modell entwickelt werden, dessen "Speicherelement" erst nach Erreichen des Inundationsdurchflusses zur Wirkung käme. Auf diese Weise würde man die Vorteile der linearen Gesetzmäßigkeiten beibehalten und dennoch eine bewegliche Anpassung an die morphologischen Gegebenheiten erreichen. Das Studium dieser Möglichkeiten soll den Gegenstand weiterer Untersuchungen bilden.

Literaturverzeichnis

- [1] Bauch, W.: Untersuchungen über Wasserstandsvorhersagen an einem 600 m langen Modell der Donaustrecke Regensburg - Straubing, Berichte der Versuchsanstalt für Wasserbau an der Technischen Hochschule München, Nr. 10
- [2] Becker, A.: Wasserstands- und Laufzeitvorhersagen an der Elbe bei Hochwasser, Wasserwirtschaft-Wassertechnik Berlin, 15 (1965), H. 9
- [3] Carter, R. W. - Godfrey, R. G.: Storage and Flood Routing, U. S. Geol. Survey, water-supply paper 1543 - B
- [4] Chow, ven te: Open-channel Hydraulics, McGraw-Hill Civil Engineering Series, New York 1959
- [5] Chow, ven te: Handbook of applied hydrology; Section 25-II: Flood Routing, McGraw-Hill Civil Engineering Series, New York 1964
- [6] Kalinin, G. P. - Miljukov, P. I.: Priblizennyi rascet neustanowsegojsja dvizenija vodnych mass, Trudy Centralnogo Inst. Prognozov, Bd. 66, Moskva 58
- [7] Kulandaiswamy, V. C.: A note on Muskingum method of flood routing, Journal of hydrology 4 (1966)
- [8] Linsley, R. K. - Kohler, M. A. - Paulhus, J. L. H.: Applied Hydrology, McGraw-Hill Civil Engineering Series, New York 1949
- [9] Nash, J. E.: A Note on the Muskingum Flood-Routing Method, Journal of Geophysical Research, Vol. 64, No. 8, 1959
- [10] Svoboda, A.: Die Verwendbarkeit verschiedener Methoden zur Berechnung der Bewegung und Abflachung von Hochwasserwellen in natürlichen Flußbetten des Einzugsgebietes der Donau, Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 1967, Sonderheft
- [11] Szesztay, K.: Vorhersage der Wasserführung der Donau, (A duna vizjárásának előrejelzése), Vituki-Budapest, 1959



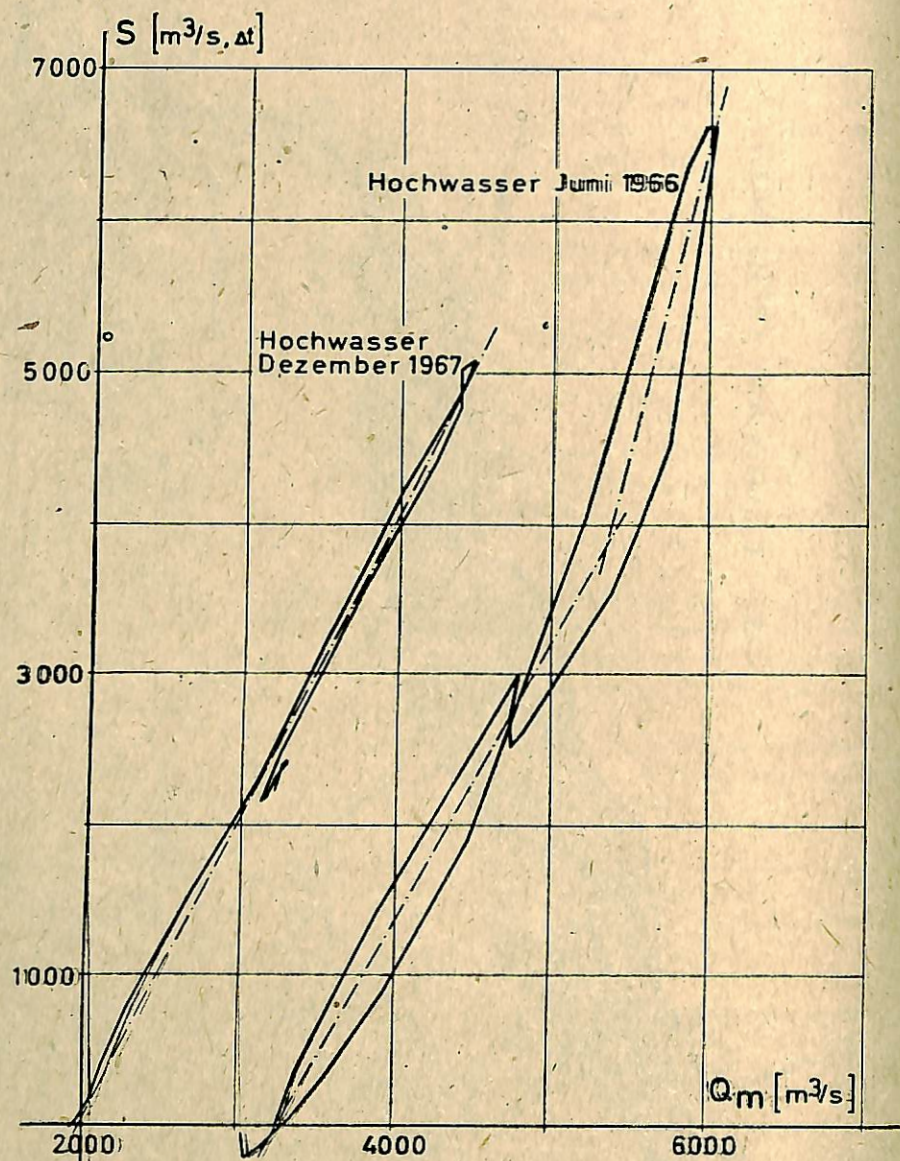
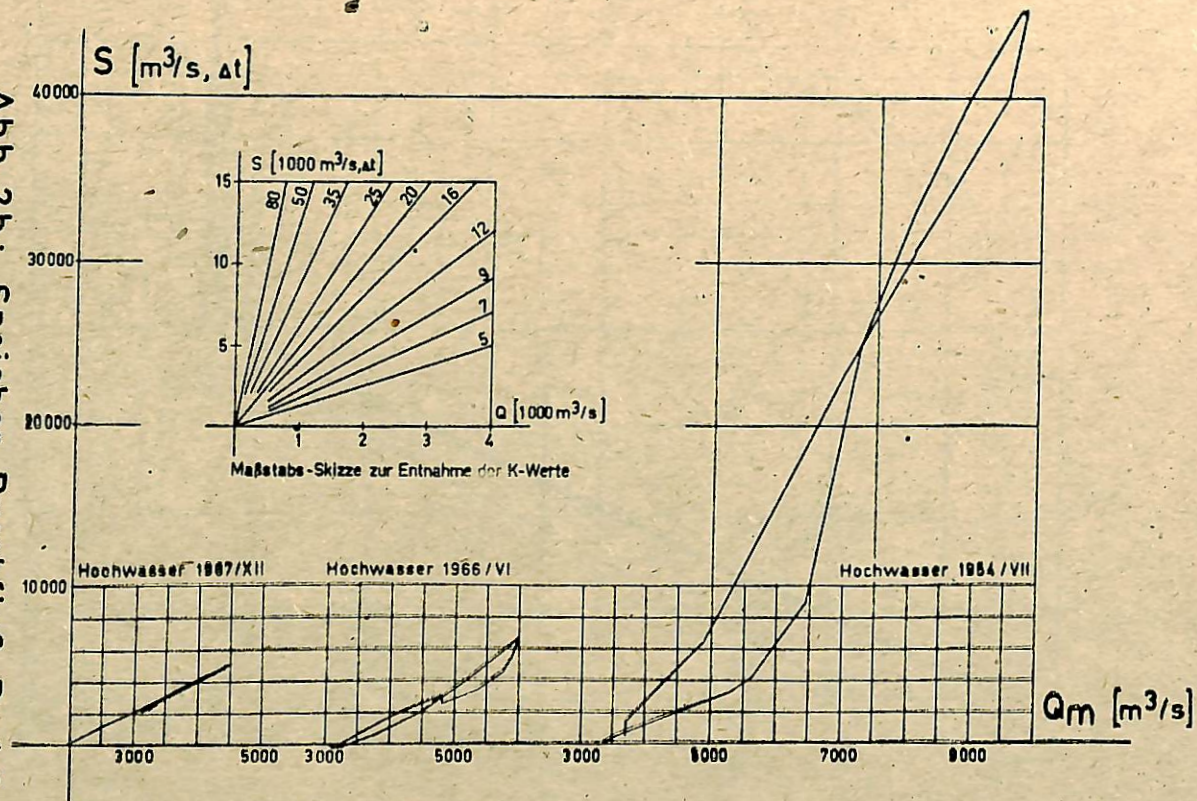


Abb. 2a: Speicher - Durchfluß - Beziehung
für HW_{66/VI} und HW_{67/XII}

Abb. 2b: Speicher-Durchfluß-Beziehung
für HW 54/VII



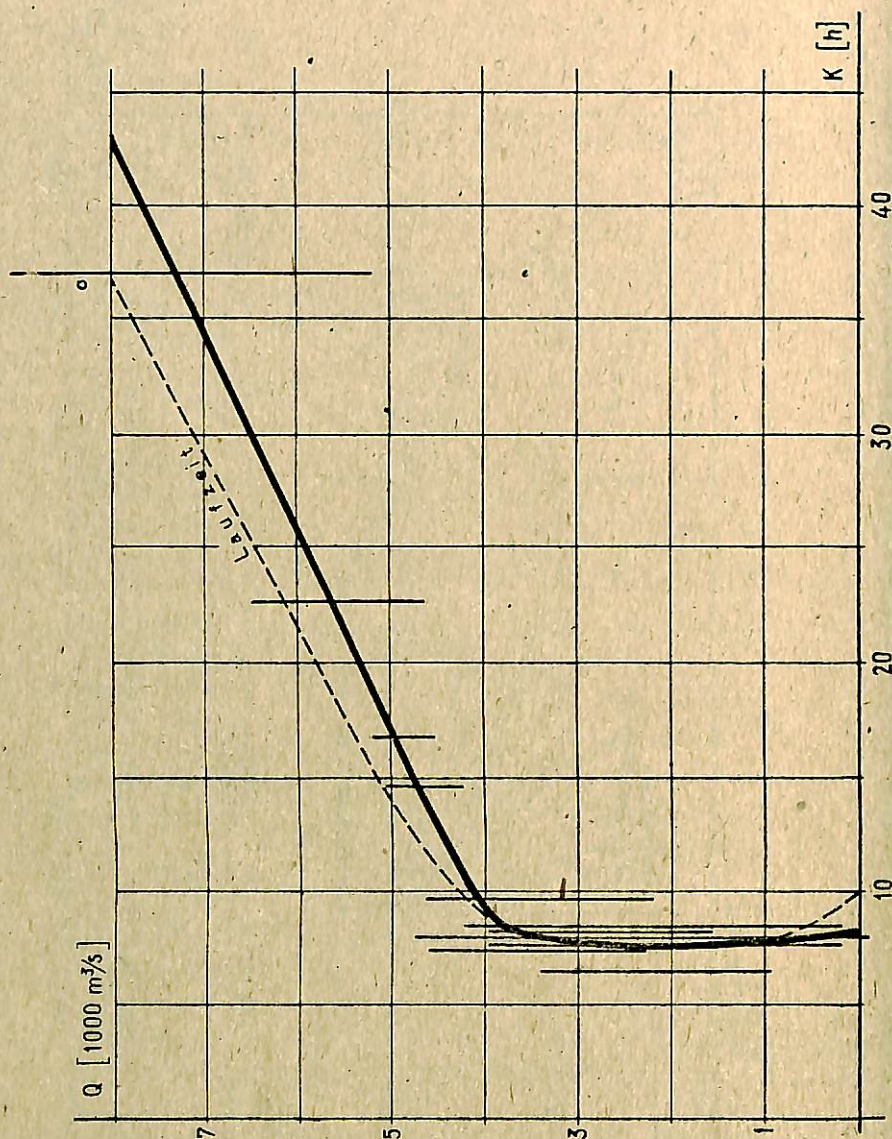


Abb.3: Abhängigkeit des Parameters K vom Durchfluss

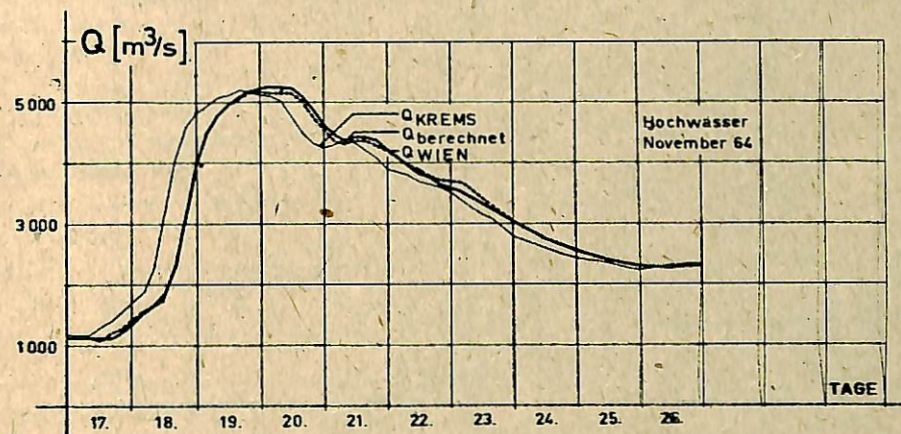
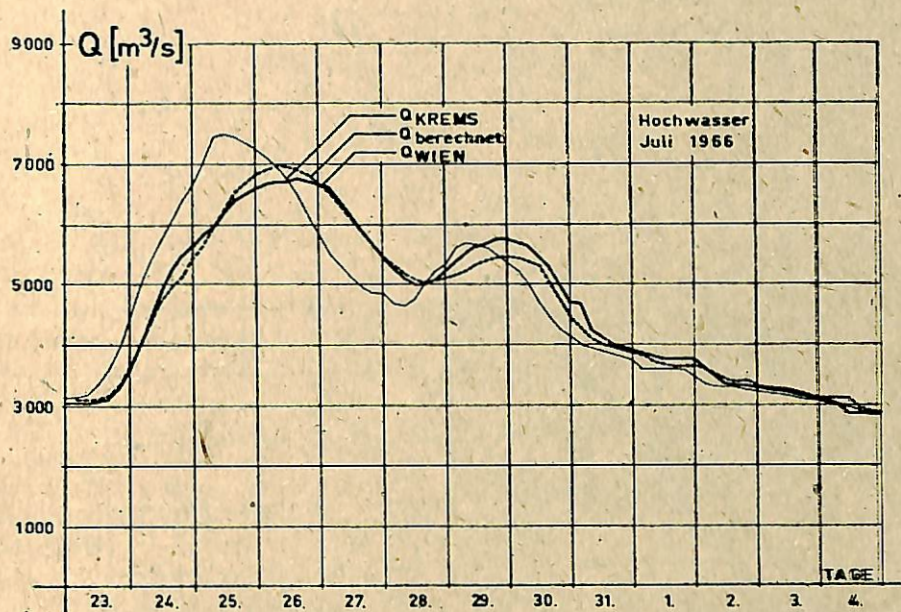
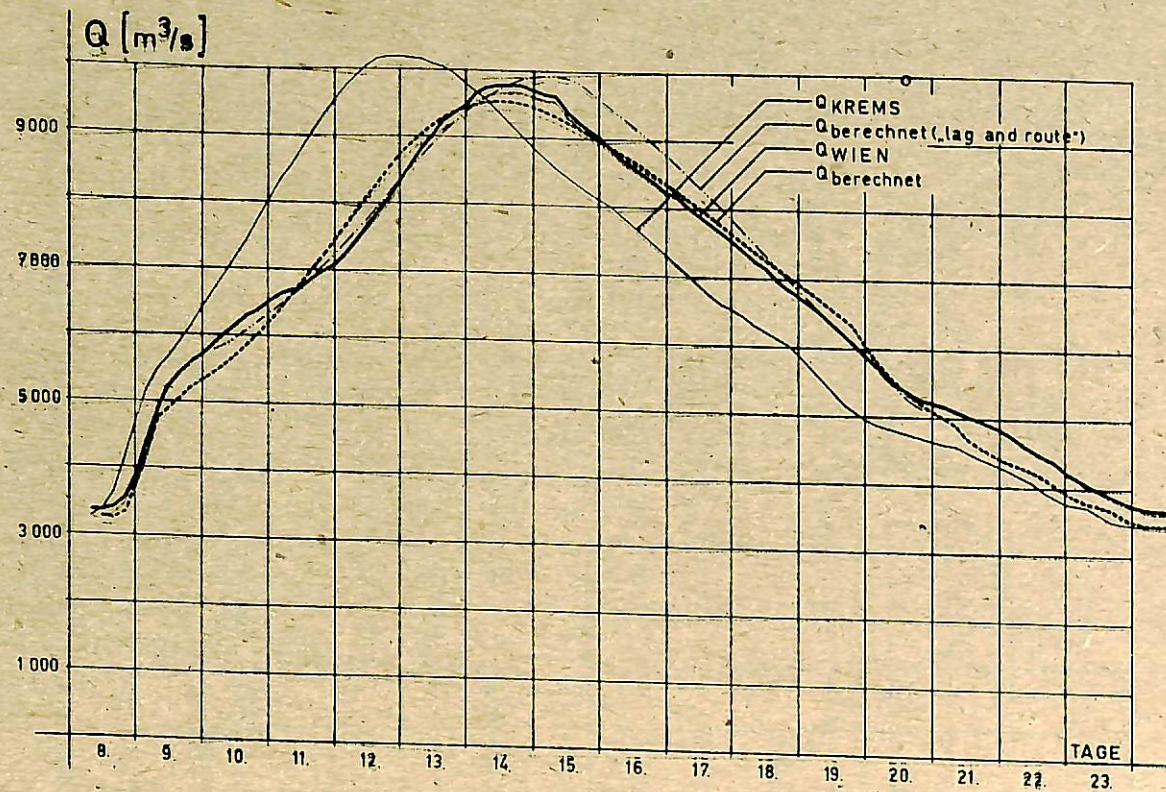


Abb. 4a: Berechnung der Hochwasserwellen
1964 und 1966

Abb. 4b: Berechnung der Hochwasser-
welle 1954./VII



A GRAPHICAL ANALYTIC METHOD FOR FLOOD FORECASTING

BY. BUKOVSKY, G. DELY

District Water Authority, Szekesfehervar, HPR

Р е з ю м е

В докладе излагается метод прогноза паводка. В основе метода лежит приближенное решение дифференциальных уравнений движения паводочной волны, учитывающих ее распластывание.

Используя данные о продолжительности подъема и спада паводка, а также о форме русла реки, можно с помощью простых формул и графических построений проследить за переформированием волны паводка при ее перемещении от створа к створу.

Этот способ представляет собой, по сути дела, расчет трансформации паводочной волны. Применять его рекомендуется в первую очередь тогда, когда нет достаточных данных для разработки более простого способа.

Ход расчетов иллюстрируется примерами. Получаемые результаты указывают на достаточную точность метода, а целесообразность его применения подтверждается несложностью и быстротой расчетов.

K u r z f a s s u n g

Es wird ein Verfahren vorgeführt, welchem eine annähernde Lösung der Differentialgleichung für den Ablauf von Hochwasserwellen zu Grunde liegt und welches auch der Abflachung der Welle Rechnung trägt.

Auf Grund der Zeitspanne des Steigens, deren des Fallens, sowie der die Form des Flussbettes kennzeichnenden Angaben kann die Gestaltung der fortschreitenden Hochwasserwelle von Querschnitt zu Querschnitt mittels einfacher Formeln, graphisch verfolgt werden.

Es handelt sich eigentlich um das s.g. "flood routing" Verfahren. Demgemäss kann seine Anwendung

hauptsächlich dort empfohlen werden, wo keine genügenden Angaben zur Herstellung eines anderen, einfacher behandelbaren Vorhersagebehelfes zur Verfügung stehen.

Die Studie wird mit Beispielen ergänzt.

Die Ergebnisse bestätigen die Richtigkeit des Verfahrens. Seine Anwendbarkeit wird auch dadurch erhöht, dass die damit verbundenen Rechnungen schnell und einfach sind.

S u m m a r y

In the study a procedure based on the approximate solution of the differential equation of flood wave travel - considering also attenuation - is presented.

By using the duration of rise respectively fall of the river stages and the data characterizing the shape of the bed, the formation of the flood wave from cross-section to cross-section can be traced graphically by means of simple equations.

The method is essentially of the storage routing type, therefore its application is recommended mainly in cases where sufficient data are available for the elaboration of a more practicable forecasting aid.

The paper is complemented by examples.

The reliability of the method is verified by the results, and its suitability enhanced by the quick and simple computations.

In this paper a method will be described, based upon an approximate solution of the differential equation for flood wave travel, with the attenuation of the flood wave being taken into account.

Strictly speaking, the method is a flood routing procedure, to be used also for forecasting

purposes after introducing certain modifications.

According to DAUBERT A. [3] the terms expressing acceleration and change of velocity can be neglected in case of flood waves, if the gradually varied non-steady open-channel flow is described by the system of continuity and De Saint Venant's dynamical differential equations.

Thus, the system of equations will be as follows

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + B \frac{\partial z}{\partial t} = 0 \quad (1)$$

$$\text{with} \quad \frac{\partial z}{\partial x} = -J, \quad (2)$$

where

z - the free water surface above the datum level

B - the width of the free water surface,

Q - the discharge,

J - the gradient of the energy line,

x - the curvilinear abscissa considered along the watercourse,

t - the time.

After the foregoing simplifications, the system of differential equations will be of parabolic type and can be condensed into a single differential equation:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + C \frac{\partial Q}{\partial x} = \gamma \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2}, \quad (3)$$

where

$$C = \frac{1}{B} \left[\frac{\partial J / \partial z}{\partial J / \partial Q} + \frac{1}{B} \frac{\partial J / \partial Q - J \partial B / \partial z}{\partial J / \partial Q} \right] \quad (4)$$

and

$$\gamma = \frac{1}{B \partial J / \partial Q} \quad (5)$$

C may properly be called the propagation velocity of the flood wave and γ the factor of attenuation.

This differential equation, derived by A. Daubert, holds equally for prismatic and natural channel reaches having no intermediate tributaries.

As pointed out repeatedly by the first Author [1,2] the Daubert differential equation for flood waves may be solved by expansion either into Fourier or exponential series.

The resolution of the equation is much facilitated by the fact that for short channel reaches and a relatively flat flood wave, the coefficients C and γ of the equation may be considered constant. Several numerical examples were calculated to support this statement.

The flood hydrograph can also be transformed by means of Fourier expansion, requiring, however, a rather tiresome calculation method.

The method to be shown presently is a graphical one. The calculation technique is simple and its accuracy is adequate.

The basis of the solution with application of both the Fourier or exponential series and the method described in this paper is the same assumption, namely the product of the exponential functions with variables and will be one of the particular solutions of Eq. (3).

$$\text{Thus} \quad Q = A e^{\alpha t} e^{\beta x} = A e^{\alpha t + \beta x} \quad (6)$$

will be one of the particular solutions.

Let the boundary condition be expressed by the following cyclometric function:

$$Q(0, t) = A e^{i \alpha t} = A \sin \alpha t. \quad (7)$$

The solution will be obtained in the form

$$Q(x, t) = A e^{i \alpha t + (\beta_v + \omega)x + i \beta_k x} = A e^{(\beta_v + \omega)x} \sin(\alpha t + \beta_k x). \quad (8)$$

Formulae to calculate the coefficients are as follows:

$$\beta_v = \frac{1}{\gamma C} \sqrt{\frac{x + \sqrt{\lambda^2 + \alpha^2}}{z}} + \omega, \text{ with } x > 0, \quad (9)$$

$$\beta_k = \frac{\alpha}{2 \gamma \beta_v}, \quad (10)$$

$$\omega = \frac{C}{2 \gamma}, \quad (11)$$

$$\lambda = \frac{C^2}{4 \gamma}. \quad (12)$$

In case of flood waves, $\lambda \gg \alpha$, enabling the introduction of simplifying assumptions.

As a first approximation, one may neglect α in Eq. (9) when compared with λ and thus, the solution of the boundary function (7) will become

$$Q(x, t) = A \sin \left[\alpha \left(t - \frac{x}{C} \right) \right]. \quad (13)$$

One may obtain the same result by neglecting the right-side term in Eq. (3):

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + C \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (14)$$

The general solution of this differential equation can be written as

$$Q(x, t) = f \left(t - \frac{x}{C} \right). \quad (15)$$

Eqs. (13) and (14) have been used as a base for several forecasting aids, such as the one developed by SZESZTAY K. for the Danube river [4].

When plotting the above function (Fig. 1) it may be observed that discharges of the same value appear with a time lag x/C in a downstream section.

This solution however, may be accepted only as a first approximation, since the flood waves attenuate at downstream and of the reach as a consequence of channel storage.

A second approximation may be obtained by expanding Eq. (9) in the Taylor series and considering the first two terms:

$$Q(x, t) = Ae^{-\frac{\gamma \alpha^2}{C^3} x} \sin \left[\alpha \left(t - \frac{x}{C} \right) \right] \quad (16)$$

This solution is already accounting for the attenuation (Fig. 2).

When producing downstream, however, the flood waves are not only becoming lower but also extending in time. This can be accounted for by using the continuity equation:

$$\int_0^T A \sin \alpha t dt = \int_{x/C}^{x/C + \alpha T \Delta_2} Ae^{-\frac{\gamma \alpha^2}{C^3} x} \sin \left[\alpha \Delta_2 \left(t - \frac{x}{C} \right) \right] dt, \quad (17)$$

whence

$$\Delta_2 = e^{-\frac{\gamma \alpha^2}{C^3} x} = \Delta_1 \quad (18)$$

with Δ_1 being the measure of peak discharge decrease, and

Δ_2 - the measure of extension in time.

When making the above derivation, the use was made of the fact that the main change consists in wave propagation, whilst the decrease of peak discharge and extension in time are but the effects of secondary importance.

Now, the calculation procedure is begun by dividing the flood wave into wave quarters. By substituting these wave quarters through cyclometric functions, α - values are computed, and, knowing C and γ , the value of $\Delta_1 = \Delta_2$ is determined. The cyclometric function is used only as an auxiliary function, in order to calculate the values of Δ . The boundary function has to be distorted by Δ_1 and Δ_2 and then plotted by considering the time lag x/C .

Illustrative example:

By knowing the flood hydrograph of the Danube river at the Nagymaros gauge section from July 27 to August 5, 1966, let the flood hydrograph at Budapest be calculated. C has been determined in the Nagymaros section by linearizing both the gauge - discharge curve and the area vs. stage curve within the range of the flood wave.

$$C = \frac{Q_2(m_2) - Q_1(m_1)}{F_2(m_2) - F_1(m_1)} \quad (19)$$

with m_1 and m_2 being the gauge readings, Q_1 and Q_2 - the discharges and F_1, F_2 - the wetted areas pertaining to m_1 and m_2 respectively.

γ has been calculated from the data of the Nagymaros gauging section. The slope figuring in the relationship was calculated from the slope of steady flow pertaining to constant discharges:

$$C = 2,25 \text{ m/sec} \quad \gamma = \frac{Q}{2JB} \quad (20)$$

γ is not strictly constant but slightly depending upon Q, J and B . Thus, its value has been determined in the centroid of the flood hydrograph as

$$\gamma = 1,21 \cdot 10^5 \text{ m}^2/\text{sec}$$

The discharges have been plotted from the tabulated rating curve and the gauge readings published in the Hydrological Yearbook. As pointed out elsewhere [2], the calculation with steady-flow discharges does not induce appreciable errors in case of rivers like the Danube river.

The duration of rising flood is three days from the inflexion to the peak, hence α can be calculated from the relationship

$$\alpha \cdot 86400 \cdot 3 = \pi/2$$

The distance of the Nagymaros and Budapest gauging sections is

$$x = 48,1 \text{ km}$$

In possession of the above data one can calculate Δ as

$$\Delta = \Delta_1 = \Delta_2 = \frac{1}{1,02}$$

Thus, the peak flow will be reduced by 2 per cent and the wave length has to be extended by 2 per cent.

The falling of the river was supposed to occur from August 1 to August 4, thus its attenuation is identical with the previous one.

After the foregoing preliminaries, points to be considered from the Nagymaros hydrograph were marked. Generally, it was intended to determine the "standard daily stages" (discharges) at Budapest for the sake of easier checking and therefore, the discharge data of Nagymaros were shifted back by the value of x/C and the proportional part of Δ_2 . Exception from this rule was made in the vicinity of the peak flow, where the intense curvature demanded for points lying more densely (Fig. 4).

The corresponding points have been marked with the same numbers, those referring to Budapest bearing a prime.

The starting point at the Budapest section was the point 0 taken from the Hydrological Yearbook.

In the figure, the measured Budapest hydrograph is also plotted, showing a good agreement. The

difference is only a few cu.m and thus the accuracy is satisfactory.

This method is used for forecasting, but then, it will be not sufficient to determine C and γ from the data of a single section. At a flood wave velocity of 2,25 m/sec, the river stage data for a reach of about 200 km are needed to be able to produce a 24-hr forecasting. For reaches of such a length it is indispensable to take into consideration the changes in channel characteristics. In such cases, the value of Δ can most easily be determined from the river stages of the previous day.

This is shown in the next numerical example (Fig.5).

Finally, the last numerical example is illustrating the forecasting in connexion with the Tisza flood in 1970 (Fig.6).

R E F E R E N C E S

1. BUKOVSKY, Gy.: Vorhersagemethode auf Grund der Differentialgleichung der nicht permanenten allmählich veränderlichen Wasserbewegung durch Entwicklung in eine Fourier-, bzw. exponentielle Reihe. IV. Konferenz der Donauländer für hydrologische Vorhersagen. Bratislava, 1967.
2. BUKOVSKY, Gy.: Modern az arhullam kialakulásának és levonulásának vizsgálata. 1968. (Manuscript)
3. DAUBERT, A.: Quelques aspects de la propagation des crues. La Houille Blanche, 3/1964.
4. SZESZTAY, K.: Day to day stream flow and stage forecasts on the Danube river. Acta Technica Acad. Scient. Hung. Tom. XXVII. fasc. 3-4. Budapest, 1959.

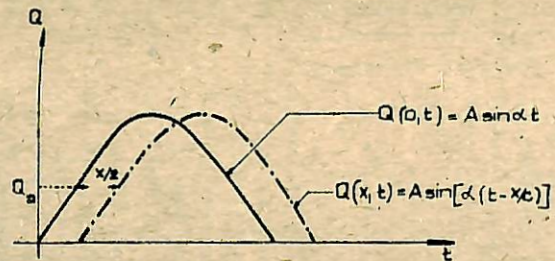


Fig. 1.

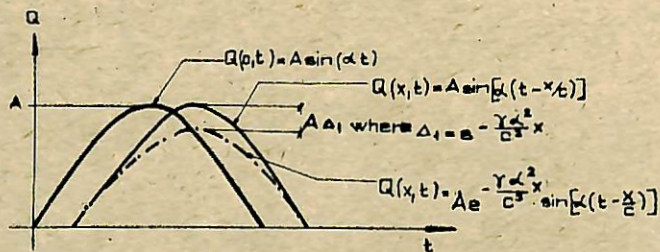


Fig. 2.

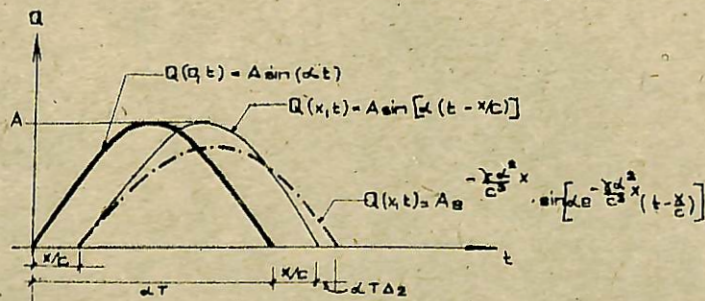


Fig. 3.

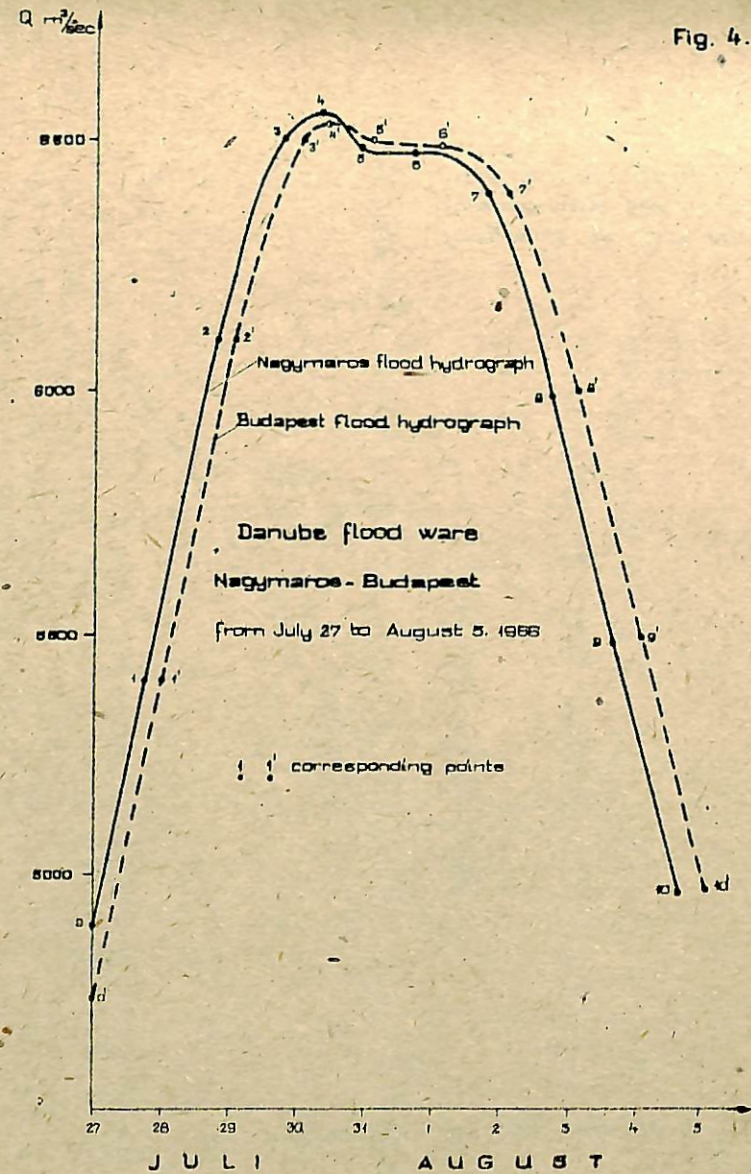
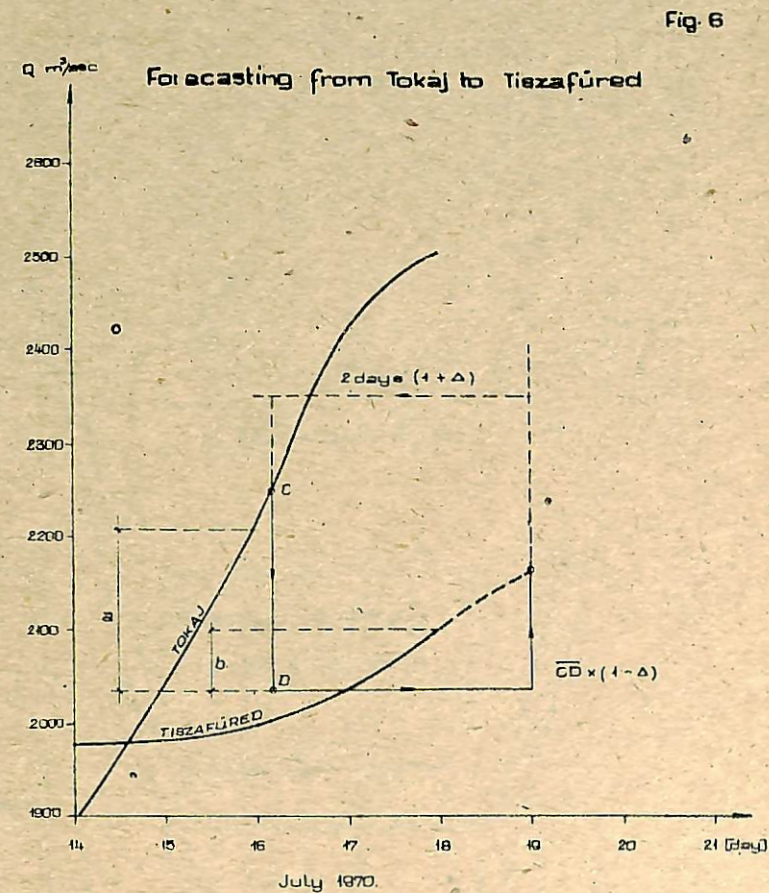
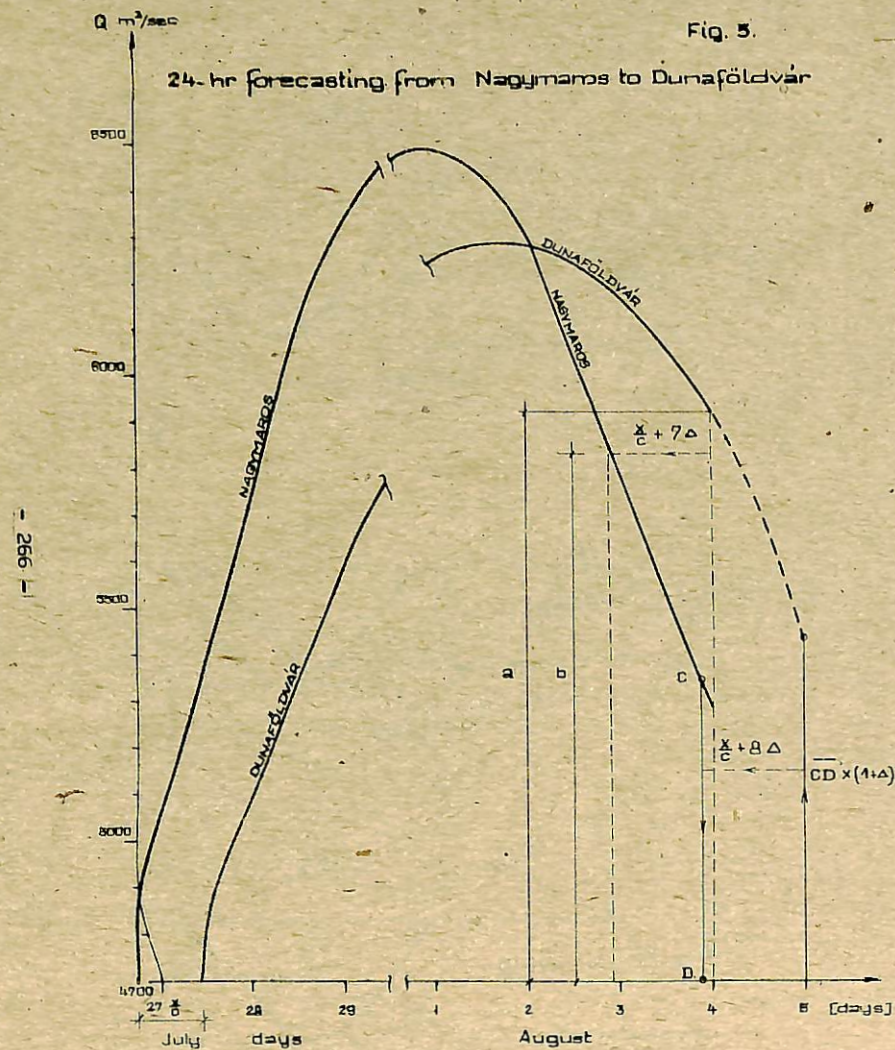


Fig. 4.



ИССЛЕДОВАНИЕ УСЛОВИЙ ЛЕДООБРАЗОВАНИЯ И ПРОГНОЗЫ ПОЯВЛЕНИЯ ЛЬДА НА СОВЕТСКОМ УЧАСТКЕ ДУНАЯ

А.В.ЩЕРБАК, Л.И.СОЛОПЕНКО

Украинский научно-исследовательский гидрометеорологический институт.
Киев, СССР

Р е з ю м е

Ледовый режим советского участка р.Дунай весьма неустойчив, что обуславливает значительную трудность его прогнозирования. Вероятность появления льда здесь составляет 84 %, а установления ледостава - всего 57 %.

Выявлен комплекс атмосферных макропроцессов, определяющих в осенне-зимний период адвекцию тепла и холода на исследуемый район. Различия в ходе показателя этих процессов в осенний период служат аргументом для долгосрочного качественного прогноза начала ледообразования. Уточнение этого прогноза производится по зависимостям сроков появления льда от показателя комплекса макропроцессов, наблюдавшихся в ноябре, а также от сочетания его с теплозапасами водного потока.

Для краткосрочного прогноза предлагаются зависимости сроков начала ледообразования от определяющих гидрометеорологических факторов.

S u m m a r y

Ice regime of the Soviet reach of the Danube River is characterized by a significant fluctuation than results in complexity of its forecasting. Probability of ice appearance amounts 84%, and probability of defining the river getting ice-bound - only 57 %.

The complex of macroprocesses of atmospheric circulation that define heat and cold advection on the region under study in autumn-winter period is shown in the work. Varieties in the index of this complex in autumn period are arguments for long-term quality forecast of beginning of ice-formation. One defines this forecast more precise according to dependence of data of ice-appearance on the index of the complex of macroprocesses in november, and on its combination with heat reserves

of water flow.

For short-term forecast dependences of data of the ice-formation beginning on the factors that determine them are proposed.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Das Eisregime des sowjetischen Donauabschnittes ist sehr unbeständig, ein Umstand, der die Vorhersage bedeutend erschwert. Die Wahrscheinlichkeit einer Eisbildung beträgt 84 %, die der Feststellung des Eisstandes - bloß 57 %.

Es wurde ein Komplex großräumiger atmosphärischer Vorgänge festgestellt, der im Herbst und im Winter die Advektion von Wärme und Kälte im Untersuchungsabschnitt bestimmt. Die Unterschiede im Zuge der Kennziffer dieser Vorgänge im Herbst dienen als Anhaltspunkt für eine langfristige qualitative Vorhersage des Beginnes einer Eisbildung. Die genaue Bestimmung dieser Vorhersage erfolgt nach den Abhängigkeiten der Zeit einer Eisbildung von der Kennziffer des Komplexes der Vorgänge, die im November beobachtet wurden, und auch von seiner Kombination mit den Wärmereserven des Stromes.

Für eine kurzfristige Vorhersage werden Abhängigkeiten der Zeitpunkte des Beginns einer Eisbildung von den bestimmenden hydroметеорологических Faktoren empfohlen.

Основные черты ледового режима р. Дунай и, в частности, его нижнего участка от г. Турну-Северин до устья (по Сулинскому рукаву дельты Дуная) освещены в работах [1, 4], а зимний режим румынского участка реки - в работе [13]. Особенности же ледообразования на советском участке Дуная изучены до настоящего времени недостаточно. Ледовый режим дельты Дуная и, в частности, ее Килийского рукава описан в монографии "Гидрология устьевой области Дуная" [2]; в ней использованы данные наблюдений по 1961 г.

В настоящей работе приводятся результаты исследований условий ледообразования, которые должны учитываться при разработке методики прогнозов появления льда на советском участке Дуная [6, 10, 11, 12]. Исследования ледового режима выполнены по данным наблюдений 4-х водомерных постов (Рени, Измаила, Килии и Вилково) за период с 1945 по 1968 г. Выбор указанного периода связан с наличием материалов наблюдений над ледовыми явлениями, температурой воздуха и воды. Для получения количественных характеристик ледового режима дополнительно использованы данные о ледовых явлениях с 1931 по 1944 г., заимствованные из работы [2].

Исследуемый участок реки расположен на крайнем юго-западе Европейской территории Союза, характеризующемся неустойчивостью температурного режима в осенне-зимний период. В соответствии с ходом температуры воздуха понижение температуры воды до значений, близких к нулю может наблюдаться в любое время зимнего периода. С этим связано и своеобразие ледового режима на данном участке реки, когда первое появление льда в отдельные годы может наблюдаться в период от середины декабря до начала февраля, а иногда ледовые явления и вовсе не наступают.

За период с 1931 по 1968 гг. устойчивые ледовые явления на рассматриваемом участке Дуная имели место в 20 годах из 37, что составляет 54 %. В 10 годах (или 27 % всех лет) они отсутствовали или же

были весьма кратковременными (продолжительностью до 3-х дней). В остальные годы наблюдались неустойчивые ледовые явления, когда ледообразование нередко возобновлялось в течение зимы 2-3 раза. Общая вероятность появления льда здесь составляет 84 % и установления ледостава - 57 %. Кривые обеспеченности различных сроков начала ледообразования и установления ледостава, а также кривые повторяемости случаев наличия льда приведены на рис. 1.

Появление льда на советском участке Дуная наступает практически одновременно на всем его протяжении. Самое раннее появление льда на этом участке отмечено 12-13 декабря (1945 г.), самое позднее - 7-8 февраля (1965 г.), средняя дата первого появления льда приходится на 4-5 января.

В зависимости от сроков начала ледообразовательных процессов на советском участке Дуная выделено четыре группы лет:

1. Годы раннего появления льда - ледовые явления наступали не позже 25 декабря (зимы 1945/46, 1946/47, 1948/49, 1953/54, 1961/62, 1962/63 гг.).
2. Годы, в которые первое появление льда отмечалось в сроки, близкие к средним, т.е. с 26 декабря по 19 января (1944/45, 1949/50, 1956/57, 1963/64, 1965/66, 1966/67, 1967/68 гг.).
3. Годы с поздними (после 19 января) датами ледовых явлений (зимы 1950/51, 1955/56, 1959/60, 1960/61, 1964/65 гг.).
4. Годы, в которые ледовые явления отсутствовали вовсе или были кратковременными (продолжительностью до 3-х дней): 1947/48, 1951/52, 1952/53, 1954/55, 1957/58, 1958/59 гг.

Анализ атмосферных процессов по ежедневным синоптическим картам позволил установить, что существенные похолодания, при которых обычно наблюдается начало ледообразования в исследуемом районе, происходит при перемещении с северо-запада, севера или северо-востока отрогов антициклонов, сформированных в массах арктического или выхолаженного

континентального полярного воздуха [6]. Формирование этих отрогов осуществляется, в основном, в следующих случаях:

- а) в тылу средиземноморских циклонов, смещающихся на восток Черного моря или северо-восток ЕТС, когда отроги распространяются с северо-запада;
- б) при вторжениях холода из полярного бассейна или с севера Скандинавии, завершающихся образованием над ЕТС обширного антициклона, отроги которого могут распространяться на низовья Дуная с севера или северо-востока;
- в) в случае образования полосы высокого давления севернее 45° с.ш. за счет объединения отрогов азорского и сибирского антициклонов; при этом происходит адвекция выхолаженного в условиях антициклональной погоды воздуха с центральных районов Украины на низовья Дуная.

Анализ сборно-кинематических карт естественных синоптических периодов, предшествующих началу ледообразования на Нижнем Дунае, показал, что преобладающее их большинство (85 %) характеризуется наличием антициклонального поля над центральными районами ЕТС и Скандинавией или же только над Скандинавией и крайними северо-восточными районами ЕТС с тенденцией смещения его к югу. При соответствующей перестройке барического поля, вызывающей либо выход южных циклонов на северо-восток ЕТС, либо усиление полярного максимума, холод обрушивается на рассматриваемый участок Дуная. Поэтому наличие указанных синоптических положений следует рассматривать как предпосылку для начала ледообразования в низовьях Дуная.

Однако сложность формирования погодных условий, определяющихся указанными локальными синоптическими процессами, не дает достаточно определенного ответа о предполагаемом характере развития ледообразования в низовьях Дуная. Это заставляет обратиться к исследованию особенностей общей циркуляции атмосферы в осенне-зимний период и выявлению связи их с локальными синоптическими процессами данного района. Для этой цели использована классификация макропроцессов по индексам циркуляции, предложенная А.Л.Кацем [3]. Установлено, что чаще всего похолодания в рассматриваемом районе обуславливаются меридиональными процессами при формах циркуляции Ц, Э и С и очень редко похолодания осуществляются при атмосферных процессах, обусловленных восточным положением гребня, т.е. циркуляцией формы В. Это дало возможность предположить, что совокупность циркуляционных процессов названных форм и является тем комплексом макропроцессов, под влиянием которых формируются погодные условия, определяющие те или иные сроки появления льда на исследуемом участке. В качестве показателя этого комплекса (N) принята разность между числом дней с циркуляцией формы В и суммарным числом дней с циркуляцией остальных форм в течение некоторого периода.

Годовой ход месячных значений показателя N , осредненных для групп лет, выделенных по срокам появления льда, показывает, что наибольшие различия в ходе кривых разных групп наблюдаются в период август-октябрь (рис.2). В течение этого периода каждой группе лет присущ определенный характер преобразования синоптических процессов от месяца к месяцу.

Ход во времени показателя N в отдельно взятые годы не повторяет полностью хода его осредненных значений. Однако отмеченные выше признаки выдерживаются для лет раннего и позднего ледообразования соответственно на 89 и 80 %, а для лет с нормальными сроками таяния ледовых явлений и для лет с их отсутствием - на 70 %. Следовательно, на основании выделенных признаков уже в конце октября можно с указанной выше вероятностью сказать, будет ли в текущем сезоне ледообразование ранним, близким к нормальному сроку или же не ожидается вовсе.

На рис.3 и 4 представлены зависимости, позволяющие уточнять выпущенный ранее прогноз с заблаговременностью не менее 2-х недель по отношению к самым ранним срокам появления льда. На рис.3 в качестве аргумента используется указанный показатель макропроцессов за 20 дней ноября (N_{20}). Обеспеченность связи для ранних сроков ледовых явлений составляет 78 %, а для дат появления льда после 25/XI - 88 %. На рис.4 приведена зависимость ранних, средних и поздних сроков появления льда от значений теплозапаса водного потока и показателя N_{20} . В качестве теплозапаса принято произведение средних за 20 дней ноября расхода воды $Q_{ср}$ и температуры воды $\vartheta_{ср}$. Обеспеченность ранних и поздних сроков ледообразования по этой зависимости составляет соответственно 89 и 83 %, значительно слабее (обеспеченность 70 %) проявляется связь сроков появления льда в годы со средними датами начала ледообразования.

Оценка прогностических выводов показала, что они могут использоваться для ориентировочных прогнозов начала ледообразования на советском участке Дуная. Данные 1969/70 г., не вошедшего в выборку, подтверждают полученные зависимости: в этом году ожидалось раннее появление льда, т.е. до 26/XI, фактическая дата появления льда - 24/XI.

Приведенные зависимости позволяют лишь качественно оценить ожидаемый характер ледообразования, т.е. будет ли раннее, нормальное или позднее начало ледовых явлений или они вовсе не появятся. Для уточнения этого качественного прогноза необходима разработка методики краткосрочных прогнозов времени появления льда.

В настоящее время такие прогнозы составляются по эмпирическим зависимостям или путем расчета [5]. Построение эмпирических связей основано на установлении локальных зависимостей сроков появления льда от определяющих факторов. К последним относятся сумма отрицательных температур воздуха,

необходимая для появления льда, температура воды и водность реки к моменту перехода температуры воздуха через 0° .

Указанная эмпирическая зависимость для предвычисления времени появления льда на р. Дунае у г. Измаила представлена на рис. 5. Для ее построения использованы все случаи первого и случаи повторных сроков появления льда. Такой подход исключает необходимость заблаговременного знания того, будет ли данное похолодание устойчивым или нет. Расчет сроков появления льда на рассматриваемом участке Дуная по этой зависимости дает вполне удовлетворительные результаты: ошибки проверочных прогнозов за период с 1946 по 1967 г. в 94 % случаев не превышают допустимую погрешность [10].

Более совершенным и точным является метод расчета времени появления льда, разработанный Л. Г. Шуляковским [8]. Он основан на решении уравнения теплового баланса поверхности воды для момента начала ледообразования. Следует отметить, что в 1963 г. в Дунайской ГМО Т. С. Бухаевской сделана попытка применения этого метода для расчета времени появления льда на участке Нижнего Дуная от Калафата до Рени. Основные выводы этой работы изложены в материалах III-й Конференции придунайских стран по гидрологическим прогнозам [7]. Выполненные в указанной работе расчеты времени появления льда относятся к участку, непосредственно примыкающему к рассматриваемому в настоящей работе. Последний обладает рядом особенностей, связанных с наличием обширной дельты. Кроме необходимости учета этого обстоятельства, имеется потребность в уточнении отдельных параметров расчетных формул применительно к условиям крайнего юго-запада ЕС и особенностям всего участка Нижнего Дуная, не учтенных в работе Т. С. Бухаевской.

Исходя из уравнения теплового баланса поверхности воды для момента начала ледообразования, Л. Г. Шуляковским [8] получено следующее выражение для условия начала ледообразования:

$$\vartheta_n \leq - \frac{B_n}{\alpha_n} \quad (1)$$

Это неравенство показывает, что для момента n , когда температура поверхности воды равна 0° , ледообразование на поверхности воды становится возможным тогда, когда средняя в сечении или по глубине температура воды ϑ_n не превышает величины $-\frac{B_n}{\alpha_n}$. Здесь B_n - результирующая (на водной поверхности) тепловых потоков излучения, испарения и обмена теплом с воздухом; α_n - коэффициент подачи тепла из воды к поверхности раздела вода - воздух.

В результате решения дифференциального уравнения изменения температуры в речном потоке Шуляковским получен ряд приближенных выражений, позволяющих рассчитывать температуру воды на заданный момент времени. Применительно к рассматриваемому участку р. Дуная использовано следующее выражение для рас-

чета ϑ_n :

$$\vartheta_n = \vartheta_0 e^{-n\alpha_0} + \sum_{i=1}^n [\theta_i (e^{-(n-i)\alpha_0} - e^{-(n-i+1)\alpha_0})] + \left(\frac{d}{k} + \frac{\alpha + k}{\alpha k} q\right) (1 - e^{-n\alpha_0}), \quad (2)$$

$$\text{где } \alpha_0 = \frac{t\alpha k}{(\alpha + k)h\rho}$$

Здесь ϑ_0 - температура верхнего слоя воды в начальном створе, n - число интервалов времени, θ_i - средняя температура воздуха за i -тые сутки, α - коэффициент теплоотдачи, k - коэффициент теплообмена, d - удельный теплообмен при температуре воздуха, равной температуре поверхности воды, t - единица времени (сутки), h - средняя глубина на участке, c - удельная теплоемкость воды, ρ - плотность воды, q - удельный русловой теплоприход.

Коэффициент α определяется по формуле, заимствованной из работы [9]:

$$\alpha = (1660u + 170w) \text{ ср кал/см}^2 \text{ сутки град}, \quad (3)$$

где u - средняя скорость течения, м/сек; w - скорость ветра, м/сек.

Вычисление величины B_n производится по известным формулам для эффективного излучения, испарения и турбулентного обмена теплом [5, 8].

Расчет времени появления льда на Дунае у г. Измаила сводится к решению неравенства (1). В качестве начального створа выбран пункт Калафат. Протяженность реки от Калафата до Измаила составляет 742 км. Величина коэффициента k определяется в зависимости от скорости ветра, температуры воздуха и воды [9], параметра d - в зависимости от географической широты, даты и скорости ветра. Значения удельного теплообмена d при этом определяются на основании метеорологических данных метеостанции Измаил по уравнению:

$$d = Q + J'_3 + LE' \quad \text{кал/см}^2 \text{ сутки}, \quad (4)$$

где Q - теплоприход солнечной радиации, J'_3 и LE' - соответственно эффективное излучение и теплообмен в связи с испарением при температуре воздуха, равной температуре поверхности воды. Необходимая для расчета LE' величина влажности воздуха (e_{200}) определяется по связи e_{200} с температурой воздуха (θ_{200}). Для данного района получена достаточно тесная зависимость e_{200} от θ_{200} , которая может быть представлена в виде $e_{200} = e^{0,08\theta_{200} + 1,6}$. Порядок расчета величин ϑ_n , α_n и B_n детально изложены в работах [5, 8, 12].

Результаты расчетов времени появления льда на Дунае у г. Измаила по данной методике показали, что в 19 случаях из 23 выполненных расчетов (83 %) ошибка равна 0. Обеспеченность ошибки не более 1

дня составляет 87 % и не более 2 дней - 97 % .

Полученные рекомендации для краткосрочных прогнозов времени появления льда на рассматриваемом участке р.Дунай предполагают использование прогноза температуры воздуха.

Л и т е р а т у р а

1. Доклад о ледовом режиме реки Дунай. Дунайская комиссия, Будапешт, 1967.
2. Гидрология устьевой области Дуная. Гидрометеоздат, М., 1963.
3. Кац А.Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. Гидрометеоздат, Л., 1960.
4. Макаревич Т.Н., Ефимова З.А. Характерные черты осенне-зимнего ледового режима р.Дунай. Труды ГИ, вып.80, 1962.
5. Руководство по гидрологическим прогнозам, вып.4. Гидрометеоздат, Л., 1963.
6. Солопенко Л.И. Циркуляционные условия ледообразования на советском участке Дуная. Труды УкрНИГМИ, вып.97, 1970.
7. Стэнеску В. Прогноз в период ледовых явлений. III-я Конференция придунайских стран по гидрологическим прогнозам. Бухарест, 1965.
8. Шуляковский Л.Г. Появление льда и начало ледостава на реках, озерах и водохранилищах. Гидрометеоздат, М., 1960.
9. Шуляковский Л.Г., Аврианова Г.А., Бусурина В.М., Звягольская Г.А. Расчет температуры воды в период осеннего охлаждения. Труды ГИЦ, вып. 53, 1969.
10. Щербак А.В., Солопенко Л.И. Осенне-зимний ледовый режим советского участка р.Дунай. Труды УкрНИГМИ, вып.97, 1970.
11. Щербак А.В., Солопенко Л.И. Термический режим низовьев р.Дунай в осенне-зимний период. Труды УкрНИГМИ, вып.104, 1971.
12. Щербак А.В. Расчет времени появления плавучего льда на советском участке р.Дунай. Труды УкрНИГМИ, вып.104, 1971.
13. Dunărea între Baziaș și Ceatal Izmail. Monografie hidrologică. București, 1967.

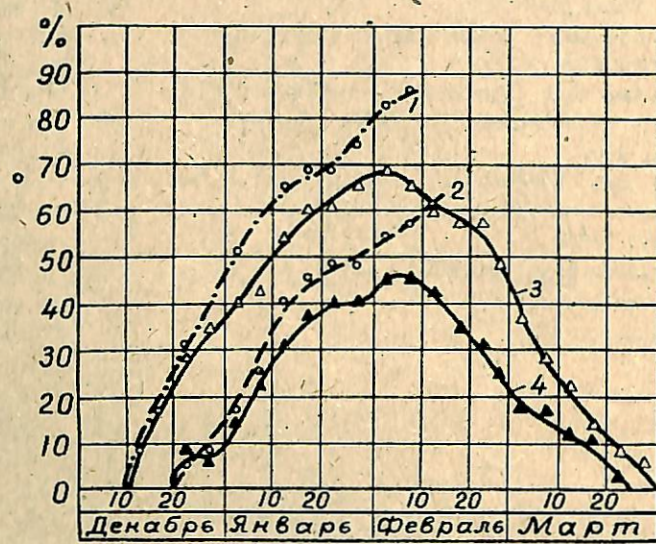


Рис. I. Кривые обеспеченности первого появления льда (1) и установления ледостава (2); кривые повторяемости наличия ледовых явлений всех видов (3) и наличия ледостава (4) на р. Дунае у г. Измаила за 1931-66 гг.

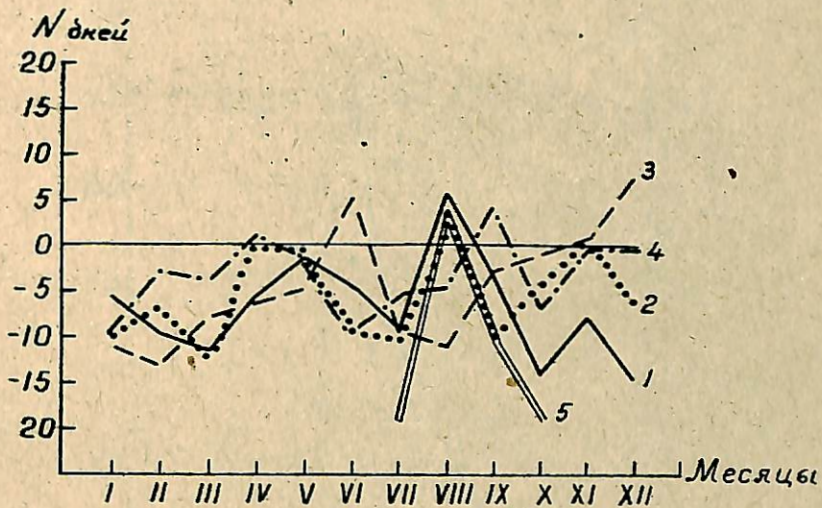
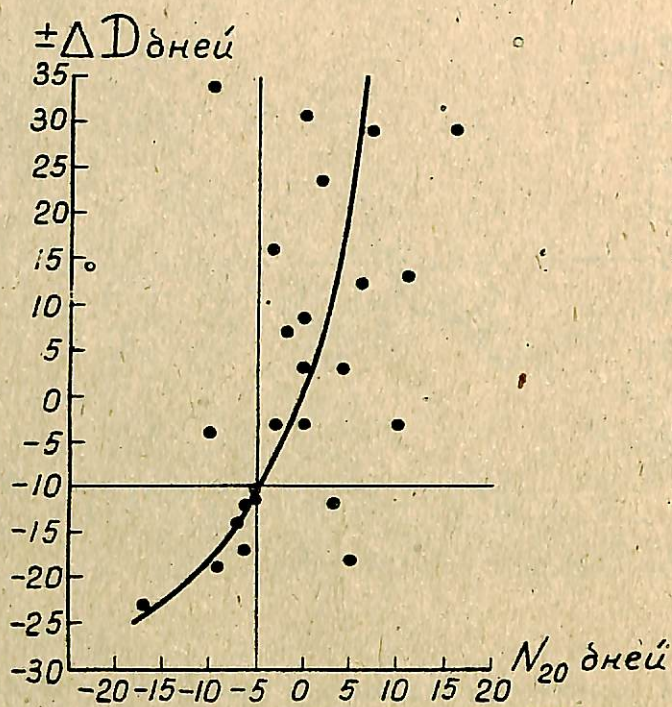


Рис.2. Годовой ход осредненного по группам лет показателя N (г.Измаил, 1938-68 гг.).

- 1 - годы раннего (не позже 25.XII) начала ледообразования;
- 2 - годы нормального (26.XII-I9.I) начала ледообразования;
- 3 - годы позднего (позже I9.I) начала ледообразования;
- 4 - годы с отсутствием ледовых явлений;
- 5 - сезон 1969-70 г.



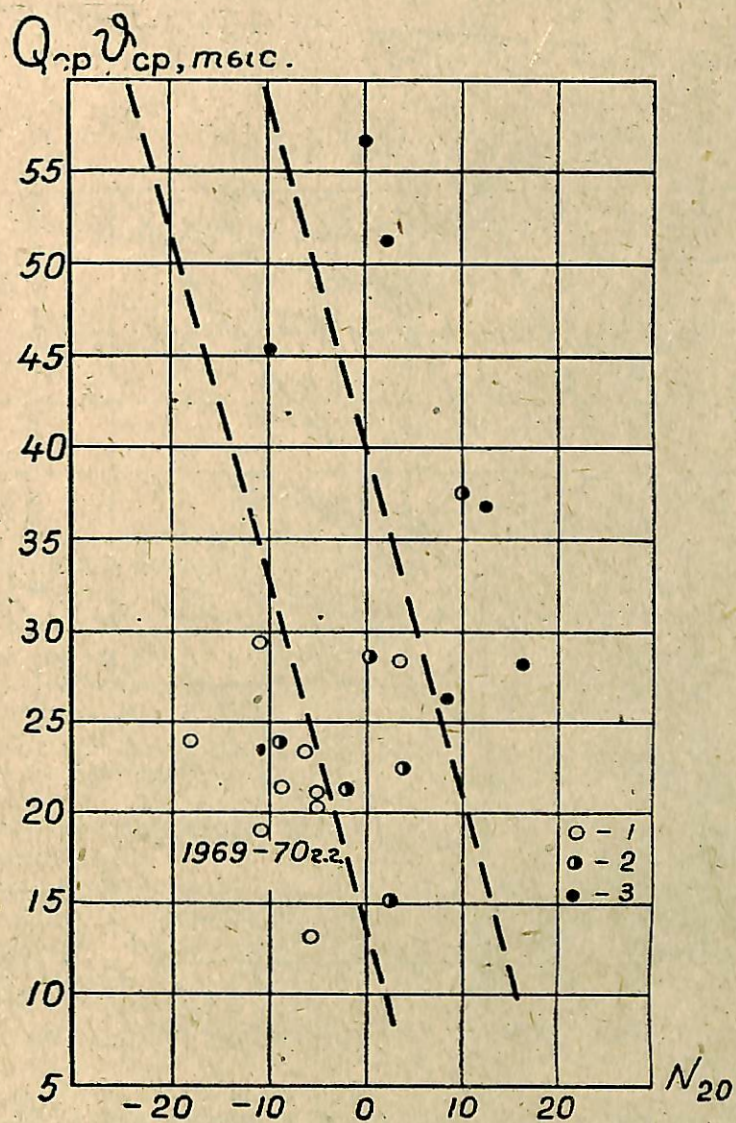


Рис. 4. Зависимость сроков первого появления льда на р. Дунае у г.Измаила от показателя N_{20} и средней за 20 дней величины $Q_{ср} v_{ср}$.

- 1 - годы раннего появления льда;
- 2 - годы нормального появления льда;
- 3 - годы позднего появления льда.

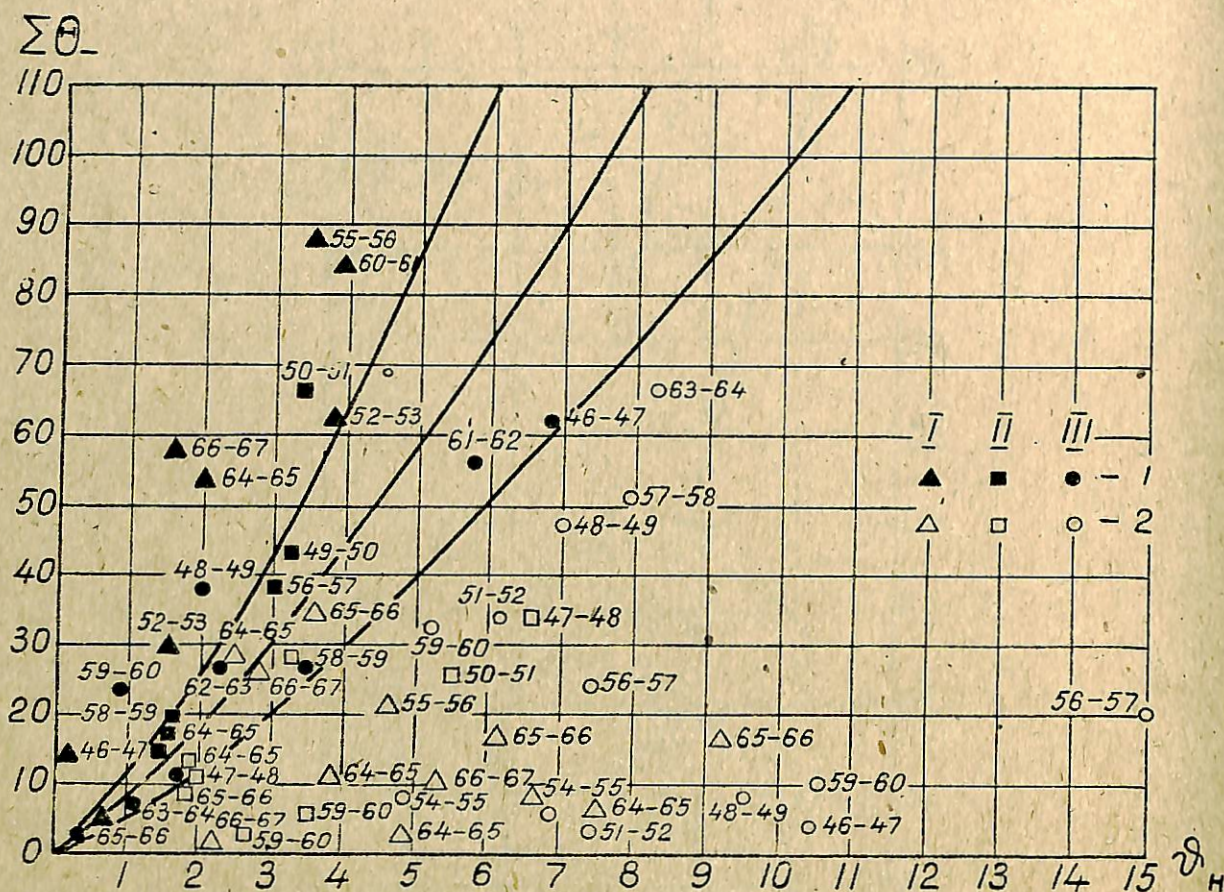


Рис. 5. Зависимость минимальной суммы отрицательных температур воздуха ($\Sigma\theta_{-}$), необходимой для появления плавающего льда на р. Дунае у г. Измаила, от температуры воды θ_n и расходов воды Q_n у Измаильского Чатала накануне перехода температуры воздуха через 0.

I - $Q_n > 4500 \text{ м}^3/\text{сек}$;

II - $Q_n = 4500-3500 \text{ м}^3/\text{сек}$;

III - $Q_n < 3500 \text{ м}^3/\text{сек}$.

I - лед появился; 2 - лед не появился.

У точек - годы.

К ПРОГНОЗУ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ НА ДУНАЕ

Т.Н.МАКАРЕВИЧ, Н.А.АНИСКИНА

Государственный гидрологический институт,
Ленинград, СССР

Р е з ю м е

Ледообразование на Дунае характеризуется большой изменчивостью: вероятность появления льда на 4-х незарегулированных участках составляет 70-85%, ледостава - 20-60 %, продолжительность ледовых явлений в ряде лет достигает 80 дней, в отдельные годы ледовые явления не наблюдаются, амплитуда дат начала ледообразования составляет 90 дней.

Изменчивость ледовых явлений связана со значительной изменчивостью температурного режима от года к году и в течение зимы в условиях мягкого климата Центральной Европы; средние квадратичные отклонения средней месячной температуры воздуха от нормы изменяются во времени и по территории. Максимальное положительное отклонение от нормы достигает 6 градусов, максимальное отрицательное отклонение - минус 10 градусов (февраль). Вероятность сохранения знака отклонения от месяца к месяцу мала (после холодного ноября холодный декабрь бывает в 33 % лет, теплый - в 22 % лет).

В связи с отмеченным задача долгосрочного прогноза ледовых явлений на Дунае оказывается весьма сложной. Исследование синхронной и асинхронной связи крупных отклонений от нормы средних месячных температур воздуха в Центральной Европе с синоптическими процессами и распределением полей давления воздуха у поверхности земли, а также полей АТ 500 мб позволило дать предварительные методические рекомендации для прогноза суровости зимы в Центральной Европе и продолжительности ледовых явлений на Дунае.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Die Eisbildung auf der Donau ist durch eine große Veränderlichkeit gekennzeichnet: die Wahrscheinlichkeit einer Eisbildung auf vier Flußabschnitten vor der Regelung beträgt 70 - 85%, diejenige des

Eisstandes - 20 - 60%, die Dauer der Eisverhältnisse in einer Reihe von Jahren erreicht 80 Tage, in einzelnen Jahren werden Eisverhältnisse nicht beobachtet, die Amplitude der Daten der Eisbildung beträgt 90 Tage.

Die Veränderlichkeit der Eisverhältnisse ist mit einer bedeutenden Veränderlichkeit der Temperaturverhältnisse von Jahr zu Jahr und während des Winters in Verhältnissen eines warmen Klimas Zentraleuropas verbunden; die mittleren quadratischen Abweichungen einer mittleren Monatslufttemperatur verändern sich wesentlich nach der Zeit und nach dem Territorium. Eine maximale positive Abweichung von der norm erreicht 6 Grad, eine maximale negative Abweichung - 10 Grad (Februar). Die Wahrscheinlichkeit der Beibehaltung des Abweichungszeichens von Monat zu Monat ist nicht groß (nach einem kalten November folgt in 33% der Jahre ein kalter Dezember; ein warmer - in 22%).

In Zusammenhang mit dem Gesagten erscheint die Aufgabe einer Langfristigen Vorhersage der Verhältnisse auf der Donau recht kompliziert. Die Untersuchung des synchronen und asynchronen Zusammenhanges großer Abweichungen von der Norm der mittleren Monatslufttemperaturen in Zentraleuropa mit synoptischen Prozessen und mit der Verteilung der Wirkungsbereiche des Luftdruckes an der Erdoberfläche und auch der Wirkungsbereiche des Luftdruckes an der Erdoberfläche und auch der Wirkungsbereiche АТ - 500 мб ermöglichte es vorläufige methodische Empfehlungen zur Vorhersage der kalten Winter in Zentraleuropa und der Dauer der Eisverhältnisse auf der Donau zu geben.

Непостоянство метеорологических условий Центральной Европы обуславливает разнообразие, неустойчивость и большие амплитуды сроков ледовых явлений на Дунае. Своеобразие его ледового режима создает большие трудности при разработке методики прогноза ледовых явлений. Встречаются годы, в которые ледовые явления или особенно четко выражены или практически отсутствуют. Учитывая это при разработке методики необходимо прежде всего обращать внимание на годы с наиболее резко выраженным контрастом температурного режима зимнего периода, т.е. с мягкими или суровыми зимами, когда в одном случае ледяного покрова может вовсе не быть, а в другом - ледостав будет продолжительным и устойчивым.

Следовательно, первоочередной задачей является определение, хотя бы в основных чертах, возможности предвидения общего характера предстоящей зимы. Только решение этой задачи позволит перейти к вопросу количественного прогноза различных элементов ледового режима Дуная, в частности сроков появления льда с большой заблаговременностью. В этом состоит принципиальная особенность в подходе к решению задачи долгосрочного прогноза для рек с крайне неустойчивым ледовым режимом типа Дуная. Поэтому в настоящем докладе рассматриваются методические вопросы прогноза степени суровости зимы и продолжительности ледовых явлений.

Под продолжительностью ледовых явлений понимается число дней с наличием каких-либо форм льда. Более полной характеристикой ледового режима реки, отражающей суровость зимы, является, конечно, продолжительность ледостава (число дней с наличием ледяного покрова). Однако избрать эту характеристику в качестве искомой функции для решения поставленной задачи не представляется возможным из-за разрозненности рядов наблюдений.

Составленная нами ранее по материалам 1900-1955 гг. [2], типизация лет по ледовым условиям на р. Дунае, в основу которой положены данные о продолжительности и устойчивости ледовых явлений,

полностью подтвердилась наблюдениями последних лет.

Анализ ледового режима проведен для 4-х незарегулированных участков от Братиславы до Нови-Сад и от Корабии до Тульчи за период 1900-1968 гг. Вероятность образования различных форм льда колеблется в пределах 70-85 % (наибольшая - на участке Будапешт - Нови-Сад). Ледостав образуется значительно реже. Наиболее часто отмечается он на участках Мохач - устье Дравы и нижнем течении реки (ниже Браилы - около 60 %). Наименьшая вероятность образования ледостава на участке Братислава - Будапешт. Построенные гистограммы по постам, репрезентативным для выбранных участков Дуная, дают возможность определить частоту наличия льда на любую пентаду. Продолжительность периода с наличием ледовых явлений (также по участкам) изменяется в пределах от 0 до 90 дней при средней продолжительности, от 22 до 33 дней; особенно длительные периоды со льдом отмечаются на участках Будапешт - Нови-Сад и в низовьях. Хронологический график продолжительности ледовых явлений по участкам позволяет сделать вывод о синхронности хода этих явлений на всем протяжении реки; обеспеченность одинаковой продолжительности на разных участках различна. Пользуясь приведенным графиком изменения продолжительности ледовых явлений вдоль Дуная с обеспеченностью в I, 5, 10, 20, 50, 75 %, можно проследить рост равнообеспеченных продолжительностей от I к II и от III к IV участку.

Температура воздуха, как известно, является основным фактором, определяющим ледовый режим, поэтому в условиях поставленной задачи представляется необходимым исследование термического режима в зимние месяцы. В связи с этим исследована изменчивость средней месячной температуры воздуха ($\bar{t}$) в холодное время года, устойчивость аномалий $\bar{t}$ от месяца к месяцу, условия их формирования и т.д. Особое внимание было уделено рассмотрению пространственной связи аномалий температуры воздуха в

Центральной Европе и в других районах северного полушария. Показателями изменчивости $\bar{t}$ служат значения среднего квадратического отклонения $\bar{\sigma}$, полученные по данным за ряд лет 1901-1969 гг. для восьми метеостанций (Берлин, Варшава, Львов, Вена, Белград, Бухарест, София, Одесса). Значения $\bar{\sigma}$ существенно изменяются во времени и по территории.

От ноября к февралю наблюдается увеличение $\bar{\sigma}$ температуры по отдельным станциям, а также $\bar{\sigma}$ температуры, осредненной по восьми станциям ($\bar{t}_8$). Значения $\bar{\sigma}$ в каждом месяце увеличиваются с запада на восток. Наибольшее увеличение отмечается на станциях Варшава и Львов, занимающих северное положение, а наименьшее — на самой южной станции — София.

Вероятности средних по району аномалий температуры воздуха ($\Delta \bar{t}_8$) представлены в виде кривых обеспеченности (рис.1).

Анализ этих кривых показывает, что амплитуда колебаний температуры весьма значительна; максимальные отрицательные аномалии температуры отдельных месяцев составляют: декабрь $-4,9^\circ$, январь $-7,7^\circ$, февраль $-10,3^\circ$; наибольшие положительные значения $\Delta \bar{t}_8$ соответственно равны: $3,6^\circ$, $5,6^\circ$, $5,2^\circ$. Наибольшая амплитуда характерна для февраля. На рис.1 видно, что обеспеченность больших аномалий, в особенности за январь и февраль, значительна. Кроме того, обеспеченность $+\Delta \bar{t}_8$ больше, чем $-\Delta \bar{t}_8$: кривые проходят через значение нормы на уровне обеспеченности 60 %. Это означает, что положительные аномалии бывают чаще, чем отрицательные, хотя по величине они меньше последних.

Устойчивость знака аномалий температуры воздуха от месяца к месяцу оказывается небольшой: после холодного ноября декабрь чаще (78 %) бывает нормальным или холодным и реже (22 %) — теплым; после нормального ноября декабрь чаще (62 %) бывает теплым. Январь после теплого ноября в 88 % бывает теплым или нормальным, а после холодного ноября — холодным в 47 % лет.

Для анализа синхронной связи значений $\Delta \bar{t}$ в Центральной Европе и на остальной части северного полушария по этой территории были построены карты индекса ρ (по Н.А.Багрову) для $\Delta \bar{t} > 0$ и $\Delta \bar{t} < 0$ на ст.Вена. На картах обнаруживаются обширные очаги больших значений ρ . Согласно содержанию этого показателя интерпретация очагов позволяет сказать, что положительная аномалия температуры в бассейне Дуная во все зимние месяцы связана с положительной аномалией, охватывающей почти весь атлантико-европейский естественно-синоптический район. Отрицательная аномалия в декабре и, в значительной степени, в январе связана с очагами отрицательных температурных аномалий над западной и северной Европой, а в феврале — над ЕТС и Западной Сибирью. При сравнении карт, составленных для $\Delta \bar{t} > 0$ и $\Delta \bar{t} < 0$ на ст.Вена, выявляется также примерно одинаковая локализация аномалий

температуры разного знака в ряде районов северного полушария. Например, такая локализация отмечается в феврале почти над всей Евразией, а также над Арктическим бассейном, в особенности над его Канадским сектором. Это, по-видимому, может являться одним из свидетельств наличия связи синоптических процессов, обуславливающих формирование аномалий температуры воздуха в Центральной Европе, с процессами атмосферной циркуляции на северном полушарии.

Вместе с тем известно, что термический режим не только Центральной Европы, но и всего Европейского континента определяется степенью развития западного переноса масс воздуха с Атлантики. Интенсивность этого переноса увеличивается при усилении азорского антициклона и углублении исландской депрессии. Известно много способов оценки степени развития западного переноса, в частности — путем учета давления воздуха в районе азорского антициклона и исландской депрессии (В.Ю.Бизе). В последнее время исследованием интенсивности зонального переноса и связи с ним погоды в Европе занимались в Венгрии. Так, Пецели, выявив связь между смещением азорского антициклона на северо-восток и изменением барика, подошел к прогнозу барического поля.

Многие авторы, исследовавшие синоптические условия зим Европы с целью прогнозов ледового режима, показали, что холодные зимы с устойчивым недостатком связаны с резким нарушением зональной циркуляции, тогда как теплые зимы, во время которых ледовые явления практически отсутствуют, характеризуются хорошо выраженным зональным переносом. Интересны в этом отношении работы, выполненные в Болгарии Ст.Стефановым, в Румынии П.Мице, посвященные исследованию возможности прогноза продолжительности ледостава на нижнем Дунае.

Интенсивность западного переноса, оцениваемая разностью аномалий давления воздуха в зоне азорского антициклона и исландской депрессии, использовалась нами при прогнозе вскрытия рек северо-запада СССР (1958). Чем больше эта разность, тем больше интенсивность западного переноса и тем раньше происходит вскрытие рек. Дополнительно учитывается термический режим зимне-весенних месяцев. Установленные зависимости оказались устойчивыми; оправдаемость оперативных прогнозов за 1958-1970 гг. — около 80 %.

Наши исследования, проведенные с целью прогноза продолжительности ледовых явлений на Дунае, показали, что положительная аномалия температуры воздуха чаще всего связана с развитием западной циркуляции атмосферы (W), причем от ноября к февралю повторяемость процессов типа W (по Г.Я. Вангенгейму) увеличивается от 60 до 80 %. Обратный характер имеет связь значений $\Delta \bar{t}$ с типом C : в большинстве лет с типом C формируется отрицательная аномалия ($-\Delta \bar{t}$). Наиболее четко это выражено в ноябре. Связь $\Delta \bar{t}$ с типом E в течение зимнего периода неоднозначна: в ноябре и декабре этому типу циркуляции чаще соответствует по-

ложительная аномалия, в феврале — отрицательная. Наибольшие отрицательные значения Δt в ноябре связаны с типом С, в феврале — с типом Е, причем при типе Е они очень велики (в 1929 г. $-10,3^\circ$). Отмеченное объясняется усиливающимся к концу зимы влиянием на погоду и атмосферную циркуляцию радиационного выхолаживания воздушных масс над континентом Евразии. Теснота связи значений Δt_{XII-II} с индексом зональной циркуляции на уровне поверхности 500 мб характеризуется коэффициентом корреляции $r = 0,60$.

При сопоставлении осенних и зимних аномалий температуры с эпохальными преобразованиями атмосферной циркуляции (по А.А.Гирсу) выявлена определенная последовательность осени и зимы с тем или иным термическим режимом в разные эпохи. Например, в эпоху развития западной циркуляции преобладают теплые зимы после относительно холодной осени.

Холодный январь в Центральной Европе наблюдается при преобладании четырех синоптических положений. Для первого характерно смещение антициклонов из районов Гренландия — Исландия, а иногда со Скандинавии на Западную Европу. Циклоническая деятельность отмечается над ЕТС, западными районами Атлантики, Средиземным морем. Имеет место выход циклонов с юго-запада ЕТС на Западную Сибирь. Отмеченное создает хорошо выраженный меридиональный перенос воздушных масс: с северной составляющей над Восточной Атлантикой и Западной Европой, с южной — над большей частью ЕТС.

Второе синоптическое положение имеет сходство с первым, но характеризуется менее выраженной меридиональностью переноса воздуха. Центр очага положительной аномалии давления, отражающего преобладание антициклонической деятельности, находится южнее, чем при первом положении, а сам очаг менее интенсивен. При этом характерно аномальное развитие азорского антициклона. По классификации Г.Я. Вангенгейма оба положения относятся к меридиональному типу, но первое встречается в сочетании с типом Е, второе — с типом W.

Процессы третьего и четвертого положений относятся к типу Е. При этом по локализации циклонов и антициклонической деятельности и переносов теплых и холодных воздушных масс третье положение примерно противоположно первому. Формирование отрицательной аномалии температуры происходит в результате частых проникновений в данный район с востока и северо-востока холодных континентальных масс воздуха в гребнях малоподвижных антициклонов с центрами преимущественно над ЕТС. При четвертом положении антициклоны смещаются за запад, достигая нередко Восточной Европы. При этом положении западный перенос теплых воздушных масс с Атлантики полностью блокируется и устанавливается перенос холодных воздушных масс с востока.

В связи с тем, что продолжительность ледовых явлений на Дунае тесно связана с средней за зиму

температурой воздуха ($r = 0,92$), была поставлена задача предсказания этой температуры. Для ее решения проводилась массовая парная линейная корреляция величины Δt_{XII-II} со средними месячными аномалиями давления воздуха (ΔP) в различных районах северного полушария за ряд месяцев предшествующего года (на ЭВМ). Районы с коэффициентами корреляции более 0,20 считались показательными. Алгебраическая сумма аномалий давления по показательным районам принята в качестве аргумента для построения эмпирической прогностической зависимости Δt_{XII-II} от предшествующих условий атмосферной циркуляции с месячной заблаговременностью (рис.2). Качество зависимости удовлетворяет требованиям, предъявляемым в настоящее время к прогнозу аномалий температуры на месяц и сезон. Обеспеченность невыхода погрешности за пределы допустимой, равной $\pm 0,674^\circ$ ($1,2^\circ$) составляет 73%.

За последнее время проведен ряд исследований по оценке сезонных и многолетних перемещений и интенсивности центров действия атмосферы, которые привели к новым представлениям о миграционном режиме барических центров, весьма важным для оценки погодных условий больших территорий. В этих работах, выполненных проф.И.В.Максимовым, приводятся данные ежемесячных и годовых величин давления, долготы и широты исландской депрессии и азорского максимума за период 1881—1968 гг. Наличие таких характеристик позволяет произвести количественные сравнения процессов от года к году и от сезона к сезону и открывает, на наш взгляд, новые возможности усовершенствования методических решений в области гидрологических прогнозов.

В настоящем докладе градиент давления (P) подсчитывался по разности наземного давления в центре азорского максимума и исландской депрессии. Известно, что градиент давления к зиме, как правило, возрастает, однако характер возрастания в зимы суровые и теплые различен; судя по средним значениям в холодные зимы градиент давления значительно меньше, чем в теплые. Наибольшие различия градиента давления наблюдаются в январе, а в предшествующие месяцы — в сентябре. Следовательно, градиент давления за сентябрь может быть в значительной мере показательным для определения аномалий температуры воздуха центрального месяца зимы — января, причем, более четко это проявляется для суровых зим. Температура января, в свою очередь, достаточно хорошо связана с продолжительностью ледовых явлений для всех выбранных 4-х участков Дуная.

Рассматривая влияние интенсивности зонального переноса на термический режим Центральной Европы, естественно полагать, что градиент давления не может являться исчерпывающей характеристикой; сезонное перемещение атлантических центров действия атмосферы необходимо также при этом учитывать. Нами отмечено, что при формировании исландской депрессии в более западных районах Атлантики в летне-

осеннее. время чаще наблюдаются холодные осени и, соответственно, более раннее появление льда на Дунае. Однако разработка этих вопросов является последующей задачей, поэтому в настоящем докладе они не рассматриваются.

Как указано выше, для прогноза температуры воздуха в среднем за зиму использовалось давление воздуха в ряде районов северного полушария, в том числе и в районе Тихоокеанско-американской части северного полушария. Это основывается на наличии сопряженности в атмосферных процессах, которая исследована рядом авторов, в частности Е.В.Воробьевой [1]. Индекс зонального переноса в тихоокеанско-американском секторе на уровне поверхности 500 мб, установленный указанным автором, использован нами для прогноза продолжительности ледовых явлений на Дунае (рис.3).

Полученные схемы прогноза продолжительности ледовых явлений могут быть использованы только с учетом выявленной характеристики повторяемости и обеспеченности ледовых явлений на отдельных участках Дуная.

Сделанные выводы в области методики прогнозов большой заблаговременности носят предварительный характер и будут уточнены в дальнейшем. Намечается также исследование вопросов, связанных с выявлением гидрометеорологических и синоптических условий сроков появления льда на Дунае и попытка разработки методики их прогнозов.

Л и т е р а т у р а

1. Воробьева Е.В. Сопряженность атмосферных процессов в северном полушарии. Гидрометеоздат, Л., 1962.
2. Макаревич Т.Н., Ефимова З.А. Характерные черты осенне-зимнего ледового режима р.Дунай. Труды ГТИ, вып.80, 1962.

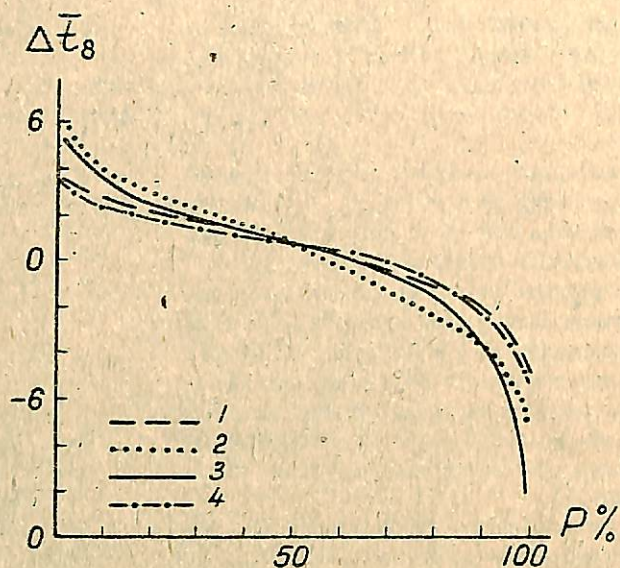


Рис.1. Кривые обеспеченности ($P\%$) средних по Центральной Европе аномалий температуры воздуха ($\Delta \bar{t}_8$).
1 - за декабрь; 2 - за январь; 3 - за февраль;
4 - в среднем за зиму (декабрь-февраль).

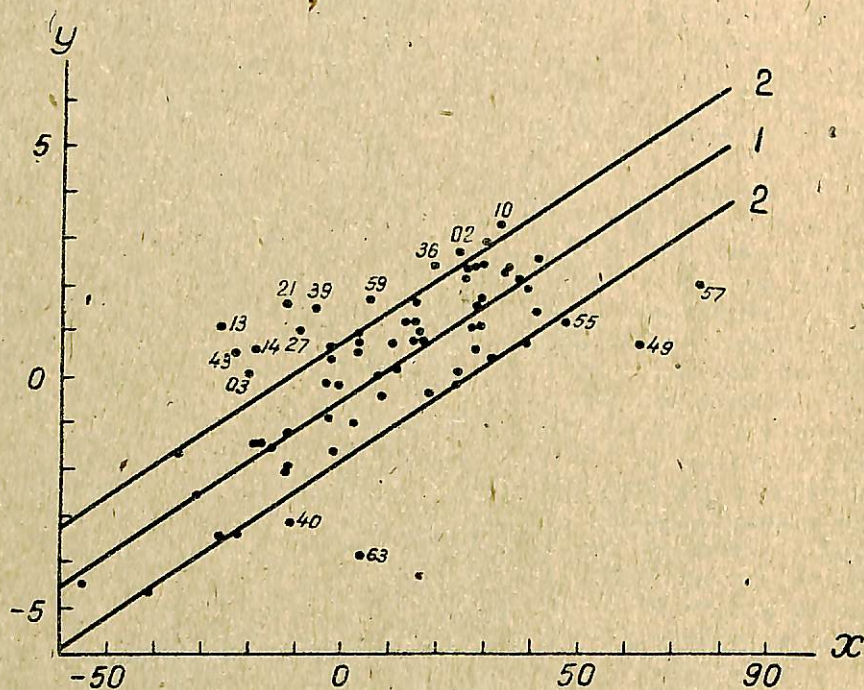


Рис.2. Зависимость средней за зиму (декабрь-февраль) аномалии температуры воздуха в Центральной Европе (Y) от суммы аномалий давления воздуха в показательных районах северного полушария (X).
1 - линия связи; 2 - пределы допустимой погрешности ($\pm 0,674 \sigma$).
 Y точек - годы.

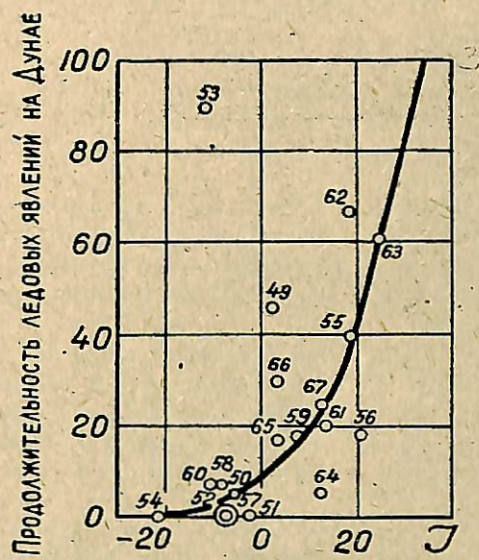


Рис.3. Зависимость продолжительности ледовых явлений на участке Дуная Олтеница-устье от суммарного зонального индекса в американском секторе (J) за май, август, сентябрь.

ВЕРОЯТНОСТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СРОКОВ ЗАМЕРЗАНИЯ И ВСКРЫТИЯ РЕК И ВОДОХРАНИЛИЩ

Б.М. ГИНЗБУРГ

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр СССР,
Москва, СССР

Р е з ю м е

Вероятностные характеристики дат ледовых явлений и продолжительности периода отсутствия льда на реках и водохранилищах приобретают возрастающее значение для экономических расчетов длительности навигации.

Кривые обеспеченности сроков ледовых явлений могут быть описаны уравнением Пирсона III типа. Географическое обобщение параметров уравнения позволяет определить сроки ледовых явлений нужной обеспеченности для участков рек с недостаточными наблюдениями.

Для вновь создаваемых водохранилищ предлагается метод расчета кривых обеспеченности дат ледовых явлений и продолжительности периода отсутствия льда. Метод основан на использовании эмпирических зависимостей средних дат ледовых явлений от гидрологических и климатических факторов, связи между параметрами распределения этих дат для рек и для создаваемых на них водохранилищ и применении композиции вероятностей дат весенних и осенних ледовых явлений.

Рассматривается изменение продолжительности периода отсутствия льда в результате создания водохранилищ.

S u m m a r y

Probability characteristics of ice phenomena dates and duration of ice-free period on rivers and reservoirs assume ever greater importance for economic calculations of the navigation duration.

Frequency curves of ice phenomena dates may be expressed by Pearson's equation III. Geographical generalization of the parameters in the equation allows to define the ice phenomena dates of required frequency for sections of rivers where observations are insufficient.

A technique of frequency curves calculation for the dates of ice phenomena and duration of the ice-free period is proposed for the recently establi-

shed reservoirs. This technique is based on the use of the empirical dependence of ice-phenomena average dates on hydrological and climatic factors, on the connection with the distribution parameters of these dates for the rivers and reservoirs and the use of probability composition of spring and autumn ice phenomena dates.

Variation of the ice-free period duration as a result of the establishment of reservoirs is considered.

K u r z f a s s u n g

Die Wahrscheinlichkeitscharakteristiken der Termine der Eiserscheinungen und der eisfreien Periode auf den Flüssen und Staussen gewinnen eine immer grössere Bedeutung für ökonomische Berechnungen der Navigationsdauer.

Die Wahrscheinlichkeitskurven dieser Termine können durch die Pearsonsche Gleichung des III Types beschrieben werden. Die geographische Verallgemeinerung der Gleichungsparameter erlaubt die Termine der Eiserscheinungen in bezug auf die erforderliche Wahrscheinlichkeit für die Flusstrecken mit einer unzureichenden Zahl der Beobachtungen zu bestimmen.

Für neue Stauseen wird die Berechnungsmethode der Wahrscheinlichkeitskurven für die Eiserscheinungen und der eisfreien Periode vorgeschlagen. Die Methode ist auf der Ausnutzung der empirischen Zusammenhänge zwischen den mittleren Terminen der Eiserscheinungen und den hydrologischen und klimatischen Faktoren, zwischen den Verteilungsparametern dieser Termine für die Flüsse und die auf diesen Flüssen geschaffenen Stauseen und auf der Ausnutzung der Wahrscheinlichkeitskompositionen für Termine der Eiserscheinungen in Frühling und im Herbst begründet.

Es wird die Veränderung der eisfreien Periode im Ergebnis der Schaffung von Stauseen behandelt.

Вероятностные характеристики сроков ледовых явлений и продолжительности периода отсутствия льда на реках и водохранилищах приобретают возрастающее значение для экономических расчетов, связанных с длительностью навигации. Первый опыт составления таких характеристик — построение эмпирических кривых обеспеченности дат ледовых явлений, выполнен Тэри [15] для Дуная. Эти кривые опубликованы в справочных изданиях Дунайской комиссии [7]. Кривые обеспеченности дат ледовых явлений построены и для рек СССР [5].

Для анализа, обобщения и расчета вероятностных характеристик сроков ледовых явлений мы исследовали возможность аппроксимации кривых их обеспеченности. Наиболее подходящим для этой цели оказалось уравнение Пирсона III типа (биномиальное), получившее широкое применение в гидрологических расчетах [8]. Его преимущество состоит в том, что вид кривых обеспеченности определяется тремя первыми моментами распределения, которые могут быть достоверно вычислены при сравнительно небольшой длине ряда наблюдений (40–80 лет).

Применение этого уравнения в расчетах стока встречается с затруднениями при экстраполяции величин очень редкой повторяемости. В нашем случае такие затруднения не имеют существенного значения, так как в экономических расчетах, в отличие от строительных, подобная экстраполяция обычно не требуется.

Специфической особенностью расчета дат является невозможность определения обычной характеристики изменчивости — коэффициента изменчивости (вариации)

C_v . Для ее вычисления нужно иметь какую-то абсолютную величину, характеризующую норму, т.е. установить начало отсчета времени. Такое начало неизбежно будет условным, и коэффициент C_v потеряет свойство показателя, сравнимого для любых статистических рядов. Однако это обстоятельство не препятствует использованию биномиального уравнения. Изменчивость для дат характеризуется средним квад-

ратическим отклонением их от нормы σ . По вычисленным из рядов наблюдаемых дат параметрам — средней дате $\bar{D}$, среднему квадратическому отклонению от нее σ и коэффициенту асимметрии C_s нетрудно с помощью известных таблиц Фостера-Рыбкина определить даты ледовых явлений любой заданной обеспеченности.

Исследование точности определения параметров уравнения по реальным рядам наблюдений на реках показало, что вероятные погрешности для средних дат и средних квадратических отклонений от них, как правило, не превышают одного дня, т.е. находятся в пределах точности наблюдений. Изменения средних дат, вызываемые колебаниями климата, при подсчете этих дат более, чем по 30-летнему ряду, не выходят за пределы погрешности самого подсчета. Менее точно определяется коэффициент асимметрии, однако лишь в очень редких случаях ошибка его вычисления может вызвать неточность подсчета даты нужной обеспеченности большую, чем один день.

Расчеты кривых обеспеченности дат появления льда, начала ледостава, начала и окончания весеннего ледохода были выполнены для 149 пунктов наблюдений на судоходных реках СССР. Сравнение дат равной обеспеченности, полученных по расчету и снятых с эмпирической кривой, показало, что расхождения этих дат невелики, в 90–95 % случаев они не превосходят одного дня, т.е. не выходят за пределы точности наблюдений.

Параметры кривых обеспеченности дат ледовых явлений (и сами даты различной обеспеченности) обобщены в виде карт для рек нашей страны. Карты средних дат (норм) по более или менее подробным данным строились и ранее. Остановимся кратко на впервые обобщенных характеристиках изменчивости и асимметрии. Средние квадратические отклонения от нормы возрастают для всех ледовых явлений с востока на запад, причем особенно интенсивно на западе Европейской территории Советского Союза. На большей части территории страны изолинии изменчивости поч-

ти перпендикулярны к изолиниям сроков ледовых явлений. Это связано с тем, что на сроки ледовых явлений решающее влияние оказывает широтная зональность (особенно весной, когда в тепловом балансе снежно-ледяной поверхности велика доля солнечной радиации), а изменчивость увеличивается в зонах мягкого морского и уменьшается в зонах континентального климата. Особенно наглядно определяющая роль морского влияния [11] прослеживается для коэффициента изменчивости продолжительности периода отсутствия льда.

Основные зоны большой асимметрии приурочены также к крайним западным и южным районам, где проходит граница устойчивого ледового режима рек. Здесь осенью ледообразование иногда бывает очень поздним, а вскрытие весной — очень ранним, что и обуславливает положительную асимметрию осенних ледовых явлений и отрицательную — весенних. Другая зона большой асимметрии — Восточная Сибирь. Особенно существенна здесь отрицательная асимметрия весенних ледовых явлений, которые иногда начинаются значительно раньше средних сроков, но никогда не задерживаются столь же долго позже них. Это связано с большим притоком тепла от солнечной радиации и сходом снежного покрова задолго до вскрытия рек [10].

При более подробном рассмотрении находят свое обоснование и другие, второстепенные особенности географического распределения изменчивости и асимметрии дат ледовых явлений. Параметры уравнений кривых обеспеченности продолжительности периода отсутствия льда связаны с параметрами кривых обеспеченности составляющих ледовых явлений — окончания весеннего ледохода и появления льда, которые являются взаимно независимыми случайными величинами.

Выявленная закономерность географического распределения параметров уравнений кривых обеспеченности сроков ледовых явлений позволяет использовать построенные нами карты для расчета кривых обеспеченности дат ледовых явлений и продолжительности периода отсутствия льда на участках рек, где нет достаточных наблюдений. Для проверки возможной точности такого расчета мы сопоставили сроки равной обеспеченности, рассчитанные по параметрам, снятым с карт по интерполяции, и взятые по эмпирической кривой обеспеченности. Вероятные расхождения оказались для дат ледовых явлений близкими к одному дню, а для продолжительности периода отсутствия льда — 1,7 дня, т.е. соизмеримы с точностью наблюдений.

Особое значение с развитием гидротехнического строительства на крупных судоходных магистралях, в том числе и на Дунае, приобретает расчет элементов ледового режима вновь создаваемых водохранилищ. Мы докладываем на IV Конференции придунайских стран по гидрологическим прогнозам о методике и опыте расчетов сроков замерзания водохранилищ [13]. Подобная методика разработана и для расчета дат очи-

щения водохранилищ ото льда [3]. Полученные расчетом для большинства водохранилищ ряды дат ледовых явлений были использованы как для целей прогнозов, так и для построения эмпирических кривых обеспеченности этих дат [4]. Однако применение таких подробных методов расчета при проектировании гидроузлов нецелесообразно, так как в этом случае нет необходимости в расчете ежегодных дат, достаточно иметь кривые их обеспеченности.

Мы использовали накопленные данные расчетов и наблюдений дат начала ледостава и очищения ото льда водохранилищ для разработки методики расчета параметров кривых обеспеченности этих дат и продолжительности периода отсутствия льда [6].

Средние даты начала ледостава на данном участке водохранилища можно рассчитать, исходя из известной зависимости [9] суммы средних суточных отрицательных температур воздуха, необходимой для замерзания водоема ($\sum \theta_-$), от его средней глубины (h). Из более детальных исследований [12, 14] известно, что кроме глубины, на указанную сумму сильно влияют скорость течения и интенсивность теплоотдачи через водную поверхность в момент замерзания. Поэтому мы приняли за основу расчета нижнюю отгибающую графика зависимости $\sum \theta_- = f(h)$, а отклонения от нее фактических величин $\bar{D}$ связали со средней скоростью течения в расчетном створе (U) и средней суточной температурой (θ') в день накопления $\sum \theta_-$. В результате получена расчетная формула:

$$|\sum \theta_-| = 10h + 55e^{-0,5h} + 175U - 2,7\theta' - 27 \quad (1)$$

Дату накопления рассчитанной по этой формуле $\sum \theta_-$ считаем датой начала ледостава. Расчет по формуле (1) можно выполнять для участков водохранилища, расположенных в 120–150 км ниже вышележащей ГЭС. На участках более близких к нижнему бьефу образование ледостава происходит позже.

Средние даты очищения ото льда определяются при помощи зависимости суммы средних суточных положительных температур воздуха, необходимой для очищения ($\sum \theta_+$) от суммы средних месячных отрицательных температур воздуха ($\sum \theta_-$) за зиму [9], с учетом влияния проточности водохранилища и притока тепла от солнечной радиации в конце таяния, играющих большую роль в процессе разрушения льда [2]. Проточность характеризуется отношением объема воды (W), протекающего через водохранилище за последние две декады таяния льда, к общему объему водохранилища в период предвесенней сработки (W). Средняя суточная величина суммарного притока солнечной радиации Q' определена для последней декады таяния льда. Расчетная формула имеет вид:

$$\sum \theta_+ = 2,5|\sum \theta_-| - 0,2e^{0,062|\sum \theta_-|} - 53,6 \lg\left(1 + \frac{W}{W}\right) - 0,16Q' + 95 \quad (2)$$

Дата накопления вычисленной по формуле (2) суммы положительных средних суточных температур принимается за дату очищения водохранилища ото льда.

Изменчивость и асимметрия распределений дат ледовых явлений на водохранилищах получена путем сопоставления их характеристик ($\bar{b}$ и C_S) с наблюдавшимися на тех же участках рек до зарегулирования по сравнимым рядам дат. Оказалось, что для дат замерзания водохранилищ, приходящихся обычно между датами появления льда и ледостава на реке, и величины $\bar{b}$ и C_S имеют промежуточные значения; их можно определять по интерполяции. При этом для водохранилища изменчивость меньше, чем для реки. Для расчета принят средний редуцированный коэффициент, равный 0,84. Параметры изменчивости и асимметрии для дат очищения водохранилищ ото льда оказались очень близкими к параметрам для дат окончания весеннего ледохода, которые и принимались непосредственно в расчет.

Продолжительность периода отсутствия льда определяется разностью дат появления льда осенью и очищения ото льда весной. Продолжительность весеннего ледохода на водохранилищах невелика; для малопроточных участков и водохранилищ, находящихся в каскаде ГЭС, она составляет в среднем 2 дня, для верхних участков "одиночных" водохранилищ - 3 дня. Если учесть эту поправку, то для определения параметров уравнения кривой обеспеченности продолжительности периода отсутствия льда можно воспользоваться полученными по расчету параметрами для дат начала ледостава ($\bar{D}_л$, $\bar{b}_л$, $C_{Sл}$) и очищения ото льда ($\bar{D}_о$, $\bar{b}_о$, $C_{Sо}$) водохранилищ. Как упоминалось, эти явления - независимые статистические величины. Поэтому к ним применима композиция вероятности, и параметры для разности ($\bar{T}$, $\bar{b}_T$, C_{S_T}) находятся с параметрами для исходных величин в следующем соотношении [1]:

$$\bar{T} = \bar{D}_л - \bar{D}_о \quad (3)$$

$$\bar{b}_T^2 = \bar{b}_л^2 + \bar{b}_о^2 \quad (4)$$

$$C_{S_T} = \frac{1}{\bar{b}_T^3} (\bar{b}_л^3 C_{Sл} - \bar{b}_о^3 C_{Sо}) \quad (5)$$

Таким образом, кривые обеспеченности сроков начала ледостава, очищения ото льда и продолжительности периода отсутствия льда могут быть рассчитаны для вновь создаваемых водохранилищ при наличии лишь климатических и проектных данных. Проверка точности расчета показала, что даты и величины равной обеспеченности (в пределах от 10 до 90 %) по рассчитанным и эмпирическим кривым имеют вероятные расхождения для очищения ото льда 1,3 дня, для начала ледостава 1,6 дня и для продолжительности периода отсутствия льда - два дня. Такие величины соответствуют изменчивости этих явлений и вполне соизмеримы с точностью определения их сроков на водохранилищах.

Обобщив все имеющиеся результаты расчетов про-

должительности периода отсутствия льда, определяющего и продолжительность навигации, мы пришли к следующим выводам:

Изменение периода отсутствия льда связано, с одной стороны, с особенностями участка реки, на котором создается водохранилище, с другой, - с характеристиками самого водохранилища и гидроузла.

Благоприятные условия для увеличения продолжительности навигации имеются при создании водохранилищ на больших реках с продолжительным весенним и осенним ледоходом, особенно на реках, текущих с севера на юг (Кама, Нижняя Волга). На водохранилищах, созданных на небольших реках (Верхняя Волга, Шексна), либо на реках, текущих с юга на север и вскрывающихся под влиянием валома льда волной весеннего половодья (Обь, Енисей), период отсутствия льда по сравнению с рекой сокращается.

Продолжительность навигации при прочих равных условиях всегда больше на водохранилищах с большей глубиной и проточностью, особенно на находящихся в каскаде ГЭС.

Эти общие выводы подтверждают правильность сопоставлений о влиянии постройки гидростанций на ледовый режим Дуная, высказанных в докладе о ледовом режиме Дуная [7]. Мы надеемся, что предложенные простые приемы расчета вероятностных характеристик сроков ледовых явлений помогут получить и для гидростроительства на Дунае оптимальные решения с учетом интересов водного транспорта.

Л и т е р а т у р а

1. Алексеев Г.А. Формулы для определения стандартных параметров кривых распределения суммы, разности и произведения независимых статистических величин. Сборник работ по гидрологии № 1. Гидрометеиздат, Л., 1959.
2. Булатов С.Н. Расчет прочности тающего ледяного покрова и начала ветрового дрейфа льда. Труды Гидрометцентра, вып. 74, 1970.
3. Булатов С.Н., Пиотрович В.В. Расчеты и прогнозы дат очищения ото льда водохранилищ. Труды координационных совещаний по гидротехнике, вып. 42. "Энергия", Л., 1968.
4. Гинзбург Б.М., Балашова И.В., Антипова Е.Г. Методика прогнозов замерзания волжских водохранилищ. "Метеорология и гидрология", № 1, 1967.
5. Гинзбург Б.М. Вероятностные характеристики сроков замерзания и вскрытия рек. Труды Гидрометцентра, вып. 40, 1969.
6. Гинзбург Б.М. О вероятностных характеристиках режима замерзания и очищения ото льда водохранилищ. Труды Гидрометцентра, вып. 55, 1969.
7. Дунайская комиссия. Доклад о ледовом режиме реки Дунай, Будапешт, 1967.

8. Крицкий С.Н., Менкель М.Ф. Гидрологические основы речной гидротехники. М., 1950.
9. Пиотрович В.В. Образование и стайвание льда на озерах-водохранилищах и расчет сроков ледостава и очищения. Гидрометеиздат, М., 1958.
10. Пупков В.Н. Формирование, распределение и изменчивость снежного покрова на Азиатской территории СССР. "Метеорология и гидрология", № 8, 1964.
11. Шулейкин В.В. Физика моря. "Наука", 1968.
12. Шуляковский Л.Г. Появление льда и начало ледостава на реках, озерах и водохранилищах. Расчеты для целей прогнозов. Гидрометеиздат, М., 1960.
13. Шуляковский Л.Г., Балашова И.В., Гинзбург Б.М. Прогнозы замерзания вновь создаваемых речных водохранилищ. Труды IV Конференции придунайских стран по гидрологическим прогнозам. Братислава, 1967.
14. Шуляковский Л.Г., Бусурина В.М. Расчет начала ледостава на реках в естественных условиях и в условиях регулирования стока. Труды Гидрометцентра, вып.8, 1967.
15. Tóth K. A magyar víziutak jegviszomai es garbói. Visügyi közlemenyek, N 3, 1956.

РАСЧЕТ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ И ЛЕДООБРАЗОВАНИЯ

Н.Д.ЕФРЕМОВА

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр СССР,
Москва, СССР

Р е з ю м е

Метод расчета начала ледообразования и установления ледостава на реках и водохранилищах предложен Л.Г. Шуляковским. В основу метода положено неравенство $\vartheta_n \leq -\frac{B_n}{\alpha_n}$, которое выражает условия начала ледообразования на поверхности воды. В этом неравенстве ϑ_n - средняя в сечении или по глубине температура воды, B_n - удельная теплоотдача водной поверхности, α_n - коэффициент подачи тепла из воды к поверхности раздела вода-воздух.

Дальнейшее развитие метода позволило получить уравнения для определения первых ледоставных перемычек на реках, как в естественных, так и зарегулированных условиях.

S u m m a r y

A method of calculation of dates of ice formation and freeze-up on rivers and reservoirs is proposed by L.G. Shuljakovsky. The inequality

$\vartheta_n \leq -\frac{B_n}{\alpha_n}$ is assumed as a basis of this method. This inequality expresses conditions of the beginning of ice formation on the water surface, where ϑ_n is the mean temperature for all depths, B_n is the specific heat output of the water surface, α_n is the coefficient of the heat flux from water to the interface water-air.

Further development of this method made it possible to obtain equations for determination of the location and date of the first ice dams formation on rivers both under natural and regulated conditions.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Die Berechnungsmethode der Anfangstermine der Eisbildung und des Eiszustands auf den Flüssen und Stauseen wurde vom Dr. L.G. Schuljakowsky vorgeschlagen. Die Grundlage der Methode stellt die Ungleichheit $\vartheta_n \leq -\frac{B_n}{\alpha_n}$ dar, durch welche die Anfangsbedingungen der Eisbildung auf der Wasseroberfläche ausgedrückt werden. In dieser Ungleichheit ist ϑ_n - die mittlere Wassertemperatur im Flussquerschnitt, B_n - die spezifische Wärmeabgabe der Wasseroberfläche, α_n - der Koeffizient des Wärmezufusses aus dem Wasser zur Grenzfläche Wasser-Luft.

Die Weiterentwicklung der Methode ermöglichte die Ableitung von Gleichungen zur Bestimmung des Datums und des Ortes der Bildung der ersten Eisbrücken auf den Flüssen unter natürlichen Bedingungen der Regulierung.

Л.Г.Шуликовским была разработана общая схема расчета сроков появления льда и начала ледостава на реках, озерах и водохранилищах, которая широко применяется в практике [2].

В основу этой схемы положено неравенство, выражающее условие начала ледообразования на поверхности воды:

$$\vartheta_n \leq -\frac{B_n}{\alpha_n}, \quad (1)$$

где ϑ_n - средняя в сечении или по глубине температура воды, B_n - удельная теплоотдача водной поверхности, α_n - коэффициент подачи тепла из воды к поверхности раздела вода-воздух.

Из этого неравенства следует, что ледообразование на поверхности воды возможно тогда, когда средняя по глубине температура воды меньше (или равна) величине $-\frac{B_n}{\alpha_n}$.

Средняя по глубине или в сечении температура воды в конце n -го интервала времени выражается уравнением

$$\vartheta_n = \vartheta_0 e^{-n\alpha_0} + \sum_{i=1}^n [\vartheta_i (e^{-(n-i)\alpha_0} - e^{-(n-i+1)\alpha_0})] + \left(\frac{d}{k} + \frac{(\alpha+k)q}{\alpha k} + \frac{Q}{\alpha} \right) (1 - e^{-n\alpha_0}), \quad (2)$$

где

$$\alpha_0 = \frac{t\alpha k}{(\alpha+k)h\rho}$$

Значение параметров, входящих в уравнение (2), и способы их определения подробно освещены в работах [1, 2, 5]. Здесь же остановимся только на определении параметров d , k , α , имеющих следующие значения:

d - удельный теплообмен при температуре воздуха, равной температуре поверхности воды; k - коэффициент теплообмена или удельный теплообмен, приходящийся на 1° разности температур свободной поверхности воды ($\vartheta_{пв}$) и воздуха на высоте 2 м (ϑ_2);

α - коэффициент подачи тепла из водной массы к поверхности раздела вода-воздух.

Параметры d и k определяются по уравнениям:

$$d = Q + J_3' + LE', \quad (3)$$

$$k = \frac{LE - LE' + P + J_3 - J_3'}{\vartheta_{пв} - \vartheta_2}, \quad (4)$$

в которых LE - удельный поток тепла испарения с поверхности воды; LE' - то же при температуре воздуха, равной температуре поверхности воды; J_3 - эффективное излучение тепла; J_3' - то же при температуре воздуха, равной температуре поверхности воды; P - удельная величина теплообмена воды с воздухом.

Удельный поток тепла испарения с учетом свободной поверхности воды, принимая плотность воды $\rho = 1 \text{ г/см}^3$, определяются по формуле:

$$LE = -[8,92 + 6,66w_2 + 5,60(\vartheta_{пв} - \vartheta_2)^{1/3}](e'_0 - e_2) \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \text{сутки}}$$

где w - скорость ветра на высоте 2 м (в м/сек); $\vartheta_{пв}$ - температура свободной поверхности воды; ϑ_2 - температура воздуха на высоте 2 м; e'_0 - насыщающая упругость водяного пара (в мб), соответствующая температуре свободной поверхности воды; e_2 - упругость водяного пара в воздухе на высоте 2 м (в мб) [4, 5].

Удельная величина теплообмена воды с воздухом вычисляется по уравнению:

$$P = -[5,8 - 4,30w_2 + 3,61(\vartheta_{пв} - \vartheta_2)^{1/3}](\vartheta_{пв} - \vartheta_2) \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \text{сутки}}$$

Величины $(\vartheta_{пв} - \vartheta_2)^{1/3}$ при положительной температуре воздуха и малых величинах $\vartheta_{пв} - \vartheta_2$ определяются по соответствующим значениям виртуаль-

ной температуры воздуха на высоте свободной поверхности воды θ_0 , равной $\theta_{на}$, и на высоте 2 м (θ_2).

Виртуальная температура воздуха определяется из равенства

$$T_v = T(1 + 0,378 \frac{e}{P}),$$

где T - абсолютная температура влажного воздуха при упругости водяного пара e в мб; T_v - абсолютная виртуальная температура того же воздуха; P - давление воздуха (мб).

Величина LE' определяется из формулы для определения LE , приравнявая температуру поверхности воды температуре воздуха.

Коэффициент теплоотдачи α вычисляется по уравнению

$$\alpha = (1660u + 170w)cp \quad \text{кал/см}^2 \text{ сутки.град. (5)}$$

В этом уравнении, как и выше, c и ρ соответственно теплоемкость и плотность воды, u и w соответственно скорость течения (м/сек) и скорость ветра на высоте 10 м (м/сек).

Таким образом, расчет температуры воды производится так же, как и в случаях расчета начала ледовых явлений. Отличие заключается в величинах параметров d , k , α , а также в том, что в уравнение (2) введен член $\frac{Q}{\alpha}$, которым при расчетах ледовых явлений пренебрегаем.

По уравнению (2) произведено 112 расчетов температуры воды в Камском и Клязьминском водохранилищах. Длительность расчетных периодов составляет от 4 до 43 суток, в среднем 16 суток. Средняя глубина на участках расчета 3,8-9,7 м, средняя ширина 1,0-12,5 км. Средняя скорость течения изменяется практически от 0 до 0,60 м/сек, температура воды - от 11,8 до 0,6°. Рассчитанные величины сопоставлены с измеренными, средними по сечению или средними на участке по температурной съемке. Среднее отклонение рассчитанной величины от измеренной оказалось равным 0,25° при средней продолжительности периода расчета 16 суток и наибольшей 43 суток. Погрешность по Камскому водохранилищу не превысила $\pm 0,7^\circ$, а по Клязьминскому водохранилищу $+ 0,6 - 0,5^\circ$. В 85 % случаев погрешность не превысила $\pm 0,4^\circ$, в 93 % - $\pm 0,5^\circ$.

В последнее время получен новый метод расчета дат начала ледостава или первых ледоставных перемычек на реках. Метод основан на анализе, который был сделан ранее при получении уравнений для расчета начала ледообразования и образования ледостава. От разработанного ранее новый метод отличается тем, что время начала ледостава определяется по одному уравнению, как время наступления критической температуры воздуха:

$$\theta_{кр} = - \frac{3,56 v^{1,93} \theta^{0,80}}{(\sum \theta_m)^{0,46} (\sum \theta_n)^{0,30}}, \quad (6)$$

где $\theta_{кр}$ - критическая температура воздуха (средняя суточная температура воздуха за данные сутки, необходимая для образования ледоставной перемычки);

U - средняя скорость течения в рассматриваемом сечении в м/сек, соответствующая данному расходу воды в русле, свободном от льда; θ - ширина реки в м, в том же сечении и свободном русле; $\sum \theta_m$ - сумма средних суточных отрицательных температур воздуха по ближайшей метеорологической станции от дня появления плавучего льда в данном створе до дня (включительно), для которого определяется величина $\theta_{кр}$; $\sum \theta_n$ - сумма средних суточных отрицательных температур воздуха по пути движения льда за время его движения до места образования перемычки. Величины $\sum \theta_m$ и $\sum \theta_n$ входят в формулу (6) с положительным знаком [3].

Этот метод одинаково применим как для естественных, так и для зарегулированных условий.

Для расчета начального створа ледообразования на участках рек ниже гидроэлектростанций используется следующая формула:

$$l_o = - \frac{h v c p}{k} \ln \frac{\frac{B_n}{\alpha_n} - \bar{\theta} - \frac{d+q}{k}}{\theta_o - \bar{\theta} - \frac{d+q}{k}}, \quad (7)$$

где l_o - расстояние от начального сечения до сечения, в котором начинается ледообразование, U - средняя скорость течения на протяжении реки l_o , $\bar{\theta}$ - средняя температура воздуха за время добега от начального створа до сечения, в котором начинается ледообразование.

Начальный створ ледообразования на участках ниже гидроэлектростанций не остается постоянным, а меняет свое место в зависимости от гидравлических и метеорологических условий рассматриваемого участка реки, а также от начальной температуры воды. Следовательно, начальный створ ледообразования необходимо рассчитывать ежедневно; в зависимости от его положения по формуле (6) рассчитывается возможность образования ледоставной перемычки в определенном месте.

В оперативной практике пользование формулой (6) связано с некоторыми неудобствами, так как для этого нужно определять величины $\sum \theta_n$ на каждый день (начиная от дня появления плавучего льда), для чего необходимо располагать, кроме обычной, ежедневной информацией о месте начала ледообразования. Чтобы избежать этой необходимости была получена формула, исключающая величину $\sum \theta_n$. Она имеет следующий вид:

$$\theta_{кр} = -6,5 v^2 \left(\frac{\theta}{\sum \theta_m} \right)^{0,8} \quad (8)$$

Обозначений здесь те же, что и в формуле (6); $\sum \theta_m$ определяется, начиная со дня появления плавучего льда в месте образования перемычки и в формулу подставляется с положительным знаком.

Определение с помощью формул (6) и (7) времени и места образования ледоставной перемычки важно с точки зрения определения участков, лимитирующих продолжение навигации в период начала ледообразования, а также при исследовании мест осенних заборов и образования ледяных заторов при вскрытии рек.

Представленные методы расчета температуры воды, и дат начала ледообразования на реках и водохранилищах широко применяются в оперативной практике ГМЦ и подразделениях гидрометслужбы. Используется в настоящее время также метод расчета начального створа ледообразования и ледоставной перемычки на участках рек ниже ГЭС; такие расчеты производятся для нижнего бьефа Волгоградской, Красноярской, Камской и Воткинской ГЭС и дают хорошие результаты.

Л и т е р а т у р а

1. Руководство по гидрологическим прогнозам. Гидрометеиздат, Л., вып.4, 1963.
2. Шуляковский Л.Г. Появление льда и начало ледостава на реках, озерах и водохранилищах. Расчеты для целей прогнозов. Гидрометеиздат, М., 1960.
3. Шуляковский Л.Г., Бусурина В.М. Расчет начала ледостава на реках в естественных условиях регулирования стока. Труды ГМЦ, вып.8, 1967.
4. Шуляковский Л.Г. Формула для расчета испарения с учетом температуры свободной поверхности воды. Труды ГМЦ, вып.53, 1969.
5. Шуляковский Л.Г., Андрианова Г.А., Бусурина В.М., Звягольская Г.А. Расчет температуры воды в период осеннего охлаждения. Труды ГМЦ, вып.53, 1969.

