

Commission internationale de l'Hydrologie du bassin du Rhin

Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes

Analyse quantitative des débits

Quantitative Analyse der Abflüsse

J. W. van der Made



Rapport no. II-1 sous l'égide de la CHR
Bericht Nr. II-1 unter Schirmherrschaft der KHR

Commission internationale de l'Hydrologie du bassin du Rhin

Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes

Analyse quantitative des débits

Quantitative Analyse der Abflüsse

J. W. van der Made



Secretariaat CHR | KHR
Hoofskade 1

Postbus 20907
2500 EX 's-Gravenhage
Pays-Bas | Niederlande

Rapport no. II-1 sous l'égide de la CHR
Bericht Nr. II-1 unter Schirmherrschaft der KHR

langue originale: néerlandais
Originalsprache: Niederländisch

© 1982, CHR/KHR

PRÉFACE

La Décennie Hydrologique Internationale (DHI/IHD), conduite par l'UNESCO au cours des années 1965...1974, comptait parmi les objectifs principaux de son programme, celui d'améliorer la coopération internationale à l'échelle régionale, dans le domaine de l'hydrologie. Les Etats riverains du Rhin se sont groupés dans le cadre de ce programme, comme d'autres Etats l'ont fait dans d'autres régions, et ils ont fondé ensemble en 1970 la «Commission internationale de l'Hydrologie du bassin du Rhin (CHR/KHR)». Le Gouvernement des Pays-Bas s'est acquis la gratitude de ses partenaires en mettant à leur disposition un secrétariat permanent, chargé de la conduite des travaux. Aux côtés des Pays-Bas, la République fédérale d'Allemagne, la France, l'Autriche et la Suisse collaborent aux travaux de la CHR. Le premier résultat concret de cette activité a été la publication en 1978 d'une Monographie hydrologique, ouvrage monumental décrivant les aspects géographiques et hydrologiques du bassin du Rhin, au travers d'un texte richement illustré, accompagné de cartes et de diagrammes sous forme d'atlas. Les données hydrologiques les plus importantes, provenant de stations de mesure sélectionnées, sont présentées dans un volume annexé, sous forme de tableaux. La Monographie se veut un inventaire de tout ce qui a trait à l'hydrologie dans le bassin du Rhin.

Lors de sa réunion plénière à Boppard (RFA) en 1978, la Commission a pris la décision de poursuivre la coopération sur la base de cet inventaire. Elle désire se consacrer à des questions pratiques importantes en vue d'une amélioration de l'échange des informations et des données au travers des frontières.

Il est envisagé de mettre à jour la Monographie ou de la compléter de notes techniques ou de rapports. Les rapports et les résultats des activités présentés par les groupes de travail, les rapporteurs et d'autres personnes feront l'objet d'une série de publications qui seront éditées de temps à autre par la CHR. De plus, des différents rapports seront publiés sous l'égide de la CHR. La responsabilité du contenu de ces rapports est assumée par l'auteur même et non pas par la commission.

Le présent rapport sur l'analyse quantitative des débits constitue une telle publication. Ce rapport, écrit par J. W. van der Made, comporte une présentation d'une nouvelle méthode pour la détermination des débits de base aux grands cours d'eau. La méthode est utilisée à la station hydrométrique de Lobith. Les débits de base sont calculés pour la période de 1901...1980. Les versions françaises et allemandes, présentées ici, constituent des traductions du rapport néerlandais «Kwantitatieve analyse van rivierafvoeren», publication no. 39 du Rijkswaterstaat, Hoofddirectie van de Waterstaat en Directie Waterhuishouding en Waterbeweging (1982).

Dr. H.-J. Liebscher

Président de la CHR

VORWORT

Im Rahmen der in den Jahren 1965...1974 von der UNESCO durchgeführten Internationalen Hydrologischen Dekade IHD galt einer der Schwerpunkte des Programms der Verbesserung der regionalen internationalen Zusammenarbeit auf dem Gebiet der Hydrologie. Wie in anderen Regionen haben sich in diesem Programm auch die Rheinanliegerstaaten zusammengefunden und im Jahre 1970 die »Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebiets (CHR/KHR)« gegründet. Dabei stellte die niederländische Regierung dankenswerterweise ein ständiges Sekretariat für die Durchführung der Arbeiten zur Verfügung. Neben den Niederlanden arbeiten in der KHR die Bundesrepublik Deutschland, Frankreich, Österreich und die Schweiz mit. Als erstes Arbeitsergebnis veröffentlichte die KHR in dem Jahre 1978 eine umfangreiche hydrologische Monographie, in der die geographischen und hydrologischen Verhältnisse im Rheingebiet in einem Kartenwerk und einem Textteil dargestellt sind. Die wichtigsten hydrologischen Daten von ausgewählten Meßstellen sind in einem der Monographie beigelegten Tabellenteil aufgeführt. Die Monographie versteht sich als Inventar.

Auf ihrer Plenarsitzung im Jahre 1978 in Boppard/Bundesrepublik Deutschland hat die KHR die Fortsetzung der Zusammenarbeit auf der Grundlage dieses Inventars beschlossen. Dabei will sie sich wichtigen praktischen Fragen widmen, um den Informations- und Datenaustausch über die Landesgrenzen zu verbessern.

Es ist beabsichtigt, im Laufe der Zeit die Monographie fortzuschreiben oder durch Einzeldarstellungen oder Berichte zu ergänzen. Die von den Arbeitsgruppen, Rapporteurs oder anderen vorgelegten Arbeitsergebnisse und Berichte sollen in einer unregelmäßig erscheinenden Reihe in der Zukunft von der KHR veröffentlicht werden. Weiterhin werden Berichte unter der Schirmherrschaft der KHR veröffentlicht. Für den Inhalt dieser letzten Berichte ist nicht die Kommission, sondern der Autor selbst verantwortlich.

Der hier vorliegende Bericht von J. W. van der Made über die quantitative Analyse der Abflüsse bildet eine solche Publikation. Es handelt sich dabei um die Vorstellung eines neuen Verfahrens zur Ermittlung des Basisabflusses an großen Flußläufen. Das Verfahren wird auf den Pegel Lobith angewendet und der Basisabfluß für die einzelnen Jahre der Zeitspanne 1901...1980 berechnet. Die vorliegenden französischen und deutschen Fassungen sind Übersetzungen des niederländischen Berichtes »Kwantitatieve analyse van rivierafvoeren«, Bericht Nr. 39 des Rijkswaterstaat, Hoofddirectie van de Waterstaat en Directie Waterhuishouding en Waterbeweging (1982).

PDoz. Dr. H.-J. Liebscher Vorsitzender der KHR

TABLE DES MATIÈRES

Partie A

TEXTE

	page
1. Introduction	8
2. Le processus d'écoulement	10
2.1 Généralités	10
2.2 Complications du processus durant les périodes de gel	15
3. Simulation du processus d'écoulement	18
3.1 Elaboration de la théorie	18
3.2 Détermination des paramètres	21
4. Application de la méthode décrite au bassin du Rhin	25
4.1 L'eau souterraine dans la bassin du Rhin	25
4.2 Exécution des calculs pour la période de 1901...1980 pour Lobith	27
4.3 Validité des résultats	30
4.4 Observations complémentaires	33
5. La méthode décrite prise comme point de départ pour des applications ultérieures	35
5.1 Prévisions d'écoulement de base sur plusieurs mois	35
5.2 Prévisions d'écoulement sur quelques jours	42
5.3 Etablissement des bilans hydriques	44
5.4 Génération de séries de débits possibles	47
6. Synthèse et recommandations (français, allemand, néerlandais, anglais)	50
Bibliographie	55

ANNEXES

I. Nappes aquifères dans le bassin du Rhin	57
II. Calcul de l'écoulement de base – Programme de calcul pour calculatrice TI 59	59
III. Tableaux pour la prévision de l'écoulement de base	60

Partie B

Hydrogrammes de l'écoulement total Q et de l'écoulement de base Q_b du Rhin pour les années 1901...1980	63
---	----

INHALT

Teil A

TEXT

	Seite
1. Einleitung	8
2. Der Abflußprozeß	10
2.1 Allgemeines	10
2.2 Komplikationen in Frostperioden	15
3. Simulation des Abflußprozesses	18
3.1 Entwicklung der Theorie	18
3.2 Bestimmung der Parameter	21
4. Anwendung der beschriebenen Methode auf das Rheingebiet	25
4.1 Das Grundwasser im Einzugsgebiet des Rheins	25
4.2 Ausführung der Berechnungen für die Periode 1901...1980 für Lobith	27
4.3 Beurteilung der Resultate	30
4.4 Ergänzende Bemerkungen	33
5. Weitere Anwendungen der beschriebene Methode	35
5.1 Vorhersage des Basisabflusses über mehrere Monate	35
5.2 Abflußvorhersagen über einige Tage	42
5.3 Die Aufstellung einer Wasserbilanz	44
5.4 Entwicklung möglicher Abflußreihen	47
6. Zusammenfassung und Empfehlungen (französisch, deutsch, niederländisch, englisch)	50
Literaturverzeichnis	55

ANLAGEN

I. Grundwasservorkommen im Rheingebiet	57
II. Berechnung des Basisabflusses – Rechenprogramm für Taschenrechner TI 59	59
III. Tabellen zur Vorhersage des Basisabflusses	60

Teil B

Ganglinien des Gesamtabflusses Q und des Basisabflusses Q_b des Rheins bei Lobith in den Jahren 1901...1980 63

PARTIE A

TEXTE ET ANNEXES

TEIL A

TEXT UND ANLAGEN

1. INTRODUCTION

La connaissance du processus d'écoulement d'un bassin fluvial est importante à divers points de vue. Pour la gestion des eaux, on doit connaître aussi exactement que possible les volumes d'eau disponibles dans un avenir prochain. La question de la répartition des eaux doit être réglée aussi judicieusement que possible, particulièrement pendant les périodes de sécheresse et cela n'est faisable que si l'on dispose d'informations suffisantes. Par ailleurs il y a lieu d'établir un bilan hydrique représentatif qui englobe tous les éléments composants. Ces éléments composants sont, dans l'ordre:

- les précipitations (pluie et neige),
- l'évaporation (soit directe, soit par l'intermédiaire de la végétation),
- le débit du fleuve (ou de la rivière),
- l'emmagasinement (eaux de surface, couche de neige, humidité des sols dans la zone non-saturée, eaux souterraines).

De même, pour les prévisions de crues ou hautes-eaux, et pour les mesures à prendre contre celles-ci, on doit avoir une connaissance suffisante du processus d'écoulement. On trouvera dans le chap. 2 une analyse de ce processus et la schématisation de celui-ci dans des modèles.

Des nombreux modèles utilisés en hydrologie, les uns sont simples et d'autres très compliqués. Ils sont, pour la plupart, orientés vers un objectif déterminé. Nous n'en donnerons pas dans ce rapport un aperçu des plus importants. Nous prions le lecteur de se référer à une publication de l'O.M.M. (Organisation Météorologique Mondiale) dans laquelle sont exposés les résultats d'une recherche de l'efficacité comparée de divers modèles [WMO, 1975]. Nous nous contenterons de mentionner ici le modèle du Sacramento du Service Météorologique National des Etats-Unis (U.S. National Weather Service). C'est un modèle universellement connu dans lequel est simulé l'ensemble du processus de transfert des précipitations en écoulement. De bons résultats ont été obtenus grâce à ce modèle [KITANIDIS et BRAS, 1978].

Dans le modèle que nous allons commenter ci-après, le mécanisme d'écoulement a été extrêmement simplifié (chap. 3). Le point de départ est constitué par les précipitations dites effectives; il s'agit de la partie de la précipitation qui est transférée dans le fleuve, soit en tant qu'écoulement de surface soit sous forme d'écoulement souterrain. Pour élaborer cette méthode, on a supposé que l'écoulement des eaux souterraines est proportionnel au volume emmagasiné, hypothèse qui a été émise par Wemelsfelder dans son étude sur les persistances d'écoulement [WEMELSFELDER, 1960, 1963].

1. EINLEITUNG

Die Kenntnis des Abflußprozesses eines Einzugsgebietes ist für eine Vielzahl von Zwecken wichtig. Im Rahmen der wasserwirtschaftlichen Aufgaben benötigt man möglichst genaue Angaben über die in der kommenden Zeit zu erwartenden Wassermengen. Insbesondere in Trockenperioden kommt es darauf an, die Wasserverteilung möglichst zweckmäßig zu regeln; dies ist nur möglich, wenn ausreichende Information vorhanden ist. Damit hängt die Aufstellung einer zweckmäßigen Wasserbilanz, in der alle relevanten Komponenten enthalten sind, unmittelbar zusammen. Diese Komponenten sind folgende:

- Niederschlag (Regen, Schnee)
- Verdunstung (direkt oder über den Pflanzenbewuchs)
- Abfluß von Wasserläufen
- Speicherung (oberirdisches Wasser, Schneedecke, Bodenfeuchte in der ungesättigten Zone, Grundwasser).

Auch für Hochwasservorhersagen und Hochwasser-Schutzmaßnahmen ist eine ausreichende Kenntnis der Abflußvorgänge notwendig. In Kap. 2 ist eine Betrachtung dem Abflußprozeß und dessen Schematisierung in Rechenmodellen gewidmet.

In der Hydrologie sind viele – teils einfache, teils sehr komplizierte – Abflußmodelle im Gebrauch. Oftmals sind sie auf ein bestimmtes Ziel ausgerichtet, z.B. auf Hochwasservorhersagen. Eine Übersicht der wichtigsten Modelle soll an dieser Stelle nicht gegeben werden. Hierzu sei auf eine WMO-Veröffentlichung verwiesen, in der eine vergleichende Untersuchung der verschiedenen Modelle beschrieben wird [WMO, 1975]. Erwähnt sei hier lediglich das Sacramento-Modell des US National Weather Service. Dies ist ein sehr universelles Modell, das den gesamten Weg des Wassers vom Niederschlag bis zum Abfluß simuliert. Mit diesem Modell sind gute Resultate erzielt worden [KITANIDIS und BRAS, 1978].

In dem nachstehend zu behandelnden Modell wird der Abflußmechanismus stark vereinfacht (Kap. 3). Ausgangspunkt ist der sogenannte effektive Niederschlag; dies ist derjenige Teil des Niederschlags, der letztlich in den Abfluß der Flüsse übergeht, sei es als Direktabfluß, sei es als Grundwasserabfluß. Bei dieser Methode wird die Annahme gemacht, daß der Grundwasserabfluß dem Grundwasservorrat direkt proportional ist, eine Annahme, die bereits früher von Wemelsfelder in seiner Untersuchung der Abflußbehandlungs Zustände gemacht wurde [WEMELSFELDER, 1960, 1963].

Pour la division, envisagée dans cette étude, des précipitations effectives dans l'écoulement de surface et souterrain, nous avons utilisé un coefficient de séparation α qui est fonction de la réserve en eaux souterraines. Celle-ci évolue donc en fonction du remplissage de: une partie moindre des précipitations effectives passant dans les eaux souterraines et une partie plus importante passant dans les eaux de surface. La séparation de l'écoulement effectif entre les composants, écoulement de base et écoulement de surface, est basée sur des considérations physiques. Cette façon d'opérer doit être considérée comme un perfectionnement par rapport aux méthodes d'analyse graphique qui sont conseillées dans diverses publications [UNESCO, 1972; WMO, 1977].

Cette méthode a déjà été exposée dans une publication précédente [MADE, VAN DER, 1977]. Le commentaire a été orienté vers le bassin fluvial du Rhin (chap. 4) et elle a été exploitée pour la série 1901...1980.

Cette méthode offre des possibilités d'emploi pour les prévisions d'écoulement, l'établissement de bilans hydriques et pour la génération de longues séries des débits (chap. 5).

Enfin, le chap. 6 donne un résumé des résultats obtenus et aborde un certain nombre de conclusions et recommandations.

Für die beabsichtigte Verteilung des effektiven Niederschlags in Direktabfluß und Grundwasserabfluß wird nun mit einem Verteilungskoeffizienten α gearbeitet, der vom Grundwasservorrat abhängt. Dieser hat einen solchen Verlauf, daß, je größer dieser Vorrat ist, ein desto kleinerer Teil des effektiven Niederschlags in Grundwasser und ein entsprechend größerer Teil in oberirdisches Wasser übergeht. Die Trennung des tatsächlichen Abflusses in die Komponenten Basisabfluß und Direktabfluß basiert auf physikalischen Erwägungen. Dies ist als eine Verbesserung gegenüber den graphischen Analysemethoden anzusehen, die in verschiedenen Veröffentlichungen empfohlen werden [UNESCO, 1972; WMO, 1977].

In einer anderen Veröffentlichung wurde die hier beschriebene Methode bereits erläutert [MADE, VAN DER, 1977]. Sie wird hier auf das Einzugsgebiet des Rheins mit der Abflußreihe 1901...1980 am Pegel Lobith angewandt (Kap. 4).

Die Methode bietet Anwendungsmöglichkeiten im Rahmen von Abflußvorhersagen, bei der Aufstellung von Wasserbilanzen und beim Generieren von langen Abflußreihen (Kap. 5).

Das abschließende Kap. 6 enthält eine Zusammenfassung sowie eine Reihe von Schlußfolgerungen und Empfehlungen.

2. LE PROCESSUS D'ÉCOULEMENT

2.1 Généralités

Le processus d'écoulement constitue une partie du cycle hydrologique. Au départ de ce cycle l'eau de la mer par un processus continu s'évapore, se déplace dans l'atmosphère sous la forme de vapeur d'eau pour enfin être précipitée dans des conditions déterminées. Si les précipitations ont lieu sur les continents – y compris sur les eaux intérieures – une partie s'en évaporera de nouveau et une autre partie retournera à la mer par l'intermédiaire des fleuves et des nappes souterraines avec un retard plus ou moins prolongé.

Le cycle hydrologique donc se décompose en phase marine, en phase atmosphérique et en phase terrestre. Le processus d'écoulement s'effectue complètement au cours de la phase terrestre.

P = précipitation
E = évaporation
Q = écoulement

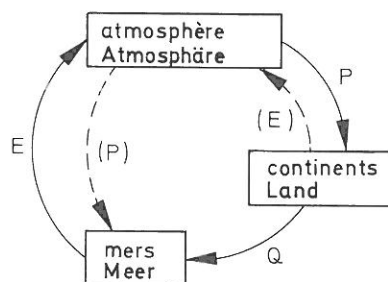


fig. 1: Schéma du cycle hydrologique.

La phase terrestre comporte un certain nombre de processus compliqués qui sont décrits plus ou moins en détail dans différentes études hydrologiques. On peut dire qu'il n'est pas encore possible d'analyser totalement tous ces processus. Pour se faire une idée générale du phénomène, on a procédé à un certain nombre de simplifications qui peuvent avoir une influence variable selon l'objectif visé.

On peut dire, d'une manière générale, qu'une description détaillée (modèle) nécessite l'acquisition de nombreuses données. Pour de petits bassins fluviaux homogènes, il est quelquefois possible d'aller assez loin, mais pour des bassins plus importants comportant différentes natures de terrain, de sol et de climat, une étude trop détaillée pourrait compromettre le résultat en raison de l'accumulation d'inexactitudes ou d'imprécisions dans les données d'entrée. Il est donc conseillé de recourir à une représentation simple pour un bassin fluvial relativement étendu.

De nombreux modèles plus ou moins détaillés sont utilisés: à ce point de vue, se reporter à la documentation existante [KITANIDIS et BRAS, 1978; IAHS, 1980]. Un exemple de bon modèle est celui du Sacramento du Ser-

2. DER ABFLUSSPROZESS

2.1 Allgemeines

Der Abflußprozeß ist Teil des hydrologischen Kreislaufs. Dieser Kreislauf ist ein ständig fortschreitender Prozeß, wobei Wasser aus dem Meer verdunstet, sich als Wasserdampf in der Atmosphäre verlagert und unter bestimmten Umständen zum Niederschlag kommt. Fällt der Niederschlag auf dem Lande – Binnengewässer einbegriffen – so wird er zum einen Teil wieder verdunstet und zum anderen Teil durch die Flüsse zum Meer zurückfließen, wenn auch häufig mit langfristiger Verzögerung.

Der hydrologische Kreislauf besteht aus der Meeresphase, der atmosphärischen Phase und der Landphase. Der Abflußprozeß spielt sich völlig in der Landphase ab.

P = Niederschlag
E = Verdunstung
Q = Abfluß

Abb. 1: Schema des hydrologischen Kreislaufs.

Die Landphase umfaßt eine Reihe von komplizierten Prozessen, die mehr oder weniger ausführlich in vielen hydrologischen Studien beschrieben worden sind. Es ist zu sagen, daß es z.Z. noch nicht möglich ist, all diese Prozesse völlig zu durchschauen. Um eine globale Vorstellung von dem Gesamtprozeß zu gewinnen, werden meistens Vereinfachungen vorgenommen, die – in Abhängigkeit vom Zweck – mehr oder weniger weitgehend sein können.

Im allgemeinen kann gesagt werden, daß eine detaillierte Beschreibung (Modell) viele Daten erfordert. Bei kleinen homogenen Einzugsgebieten ist es mitunter möglich, in diesem Punkte recht weit zu gehen, doch kann bei größeren Einzugsgebieten mit verschiedenen Terrain-, Boden- und Klimaverhältnissen eine zu weitgehende Detaillierung das Resultat beeinträchtigen, und zwar wegen der Summierung von Ungenauigkeiten in den Eingabedaten. Daher empfiehlt sich für ein ausgedehntes Einzugsgebiet eine einfache Darstellung.

Es sind viele mehr oder weniger detaillierte Modelle in Gebrauch; hier sei auf die vorhandene Literatur verwiesen [KITANIDIS und BRAS, 1978; IAHS, 1980]. Ein Beispiel für ein gut funktionierendes Modell ist das Sa-

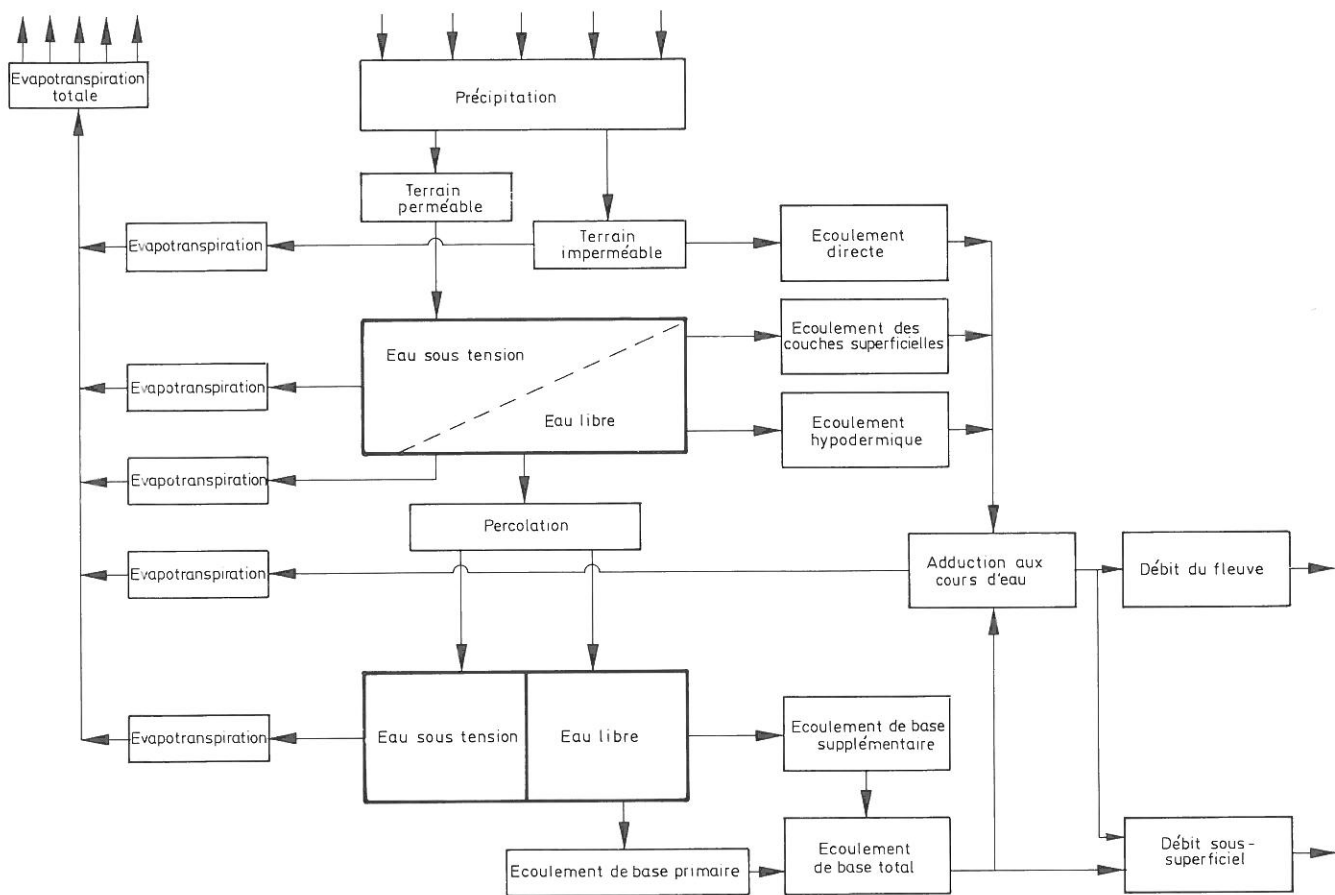


fig. 2: Schéma du modèle précipitation - écoulement du Sacramento (tiré de [KITANIDIS et BRAS, 1978]).

vice Météorologique National des Etats-Unis (U.S. National Weather Service) [KITANIDIS, et BRAS, 1978]. On peut voir dans la fig. 2 comment ce modèle a été réalisé et comment il relie les différents processus partiels entre eux. Ce modèle est utilisé par le National Weather Service comme modèle de prévision. Il donne de bons résultats, par exemple pour un bassin fluvial de 1200 km². Nous donnerons une description du processus d'écoulement sur la base de ce modèle; nous appliquerons ensuite quelques simplifications.

Une partie seulement des précipitations est utilisée comme apport dans le modèle; une partie est retenue par la végétation (interception) et s'évapore. L'eau qui atteint le sol s'évaporera aussi partiellement au bout d'un temps plus ou moins long. En ce qui concerne la partie restante, ou bien l'eau s'écoulera directement sur la surface du sol vers des débouchés libres (écoulement direct), ou bien elle pénétrera dans la couche supérieure du sol. Elle y séjournera soit sous forme de nappe captive qui s'évaporera ultérieurement, soit sous forme d'eau libre. L'eau pourra alors s'écouler soit sous la surface (en sous-sol) vers l'eau libre, soit en tant qu'«écoulement de couche supérieure» c'est-à-dire en tant qu'écoulement hypodermique¹⁾, soit encore s'infiltrer en profondeur vers la zone saturée (infiltration ou percolation).

ramento-Modell des US National Weather Service [KITANIDIS und BRAS, 1978]. Aus Abb. 2 ist ersichtlich, wie es aufgebaut ist und wie es die verschiedenen Teilprozesse zueinander in eine Beziehung setzt. Dieses Modell wird vom National Weather Service als Vorhersage-Modell benutzt. Es liefert gute Resultate, beispielsweise für ein Einzugsgebiet von 1200 km². Anhand dieses Modells wird eine Beschreibung des Abflußprozesses gegeben; anschließend werden einige Vereinfachungen vorgenommen.

Nur ein Teil des Niederschlags wird als Eingabe in das Modell benutzt. Ein Teil verbleibt auf dem Pflanzen (Interzeption) und verdunstet. Wasser, das den Boden Erreicht, wird nach kürzerer oder längerer Zeit ebenfalls verdunsten. Der restliche Teil strömt entweder sofort über die Oberfläche in offene Gewässer oder dringt in die obere Bodenschicht ein. Dort verbleibt es entweder als Spannungswasser und kommt später zur Verdunstung oder es bleibt als »freies Wasser« vorhanden. Es kann dann entweder auf oder unter der Oberfläche in offenes Gewässer abströmen, sei es als Abfluß über die obere Schicht, sei es als hypodermischer Abfluß oder Zwischenabfluß¹⁾ oder es sinkt in die gesättigte Zone ab (Percolation).

¹⁾ cf. page 12.

¹⁾ siehe Seite 12.

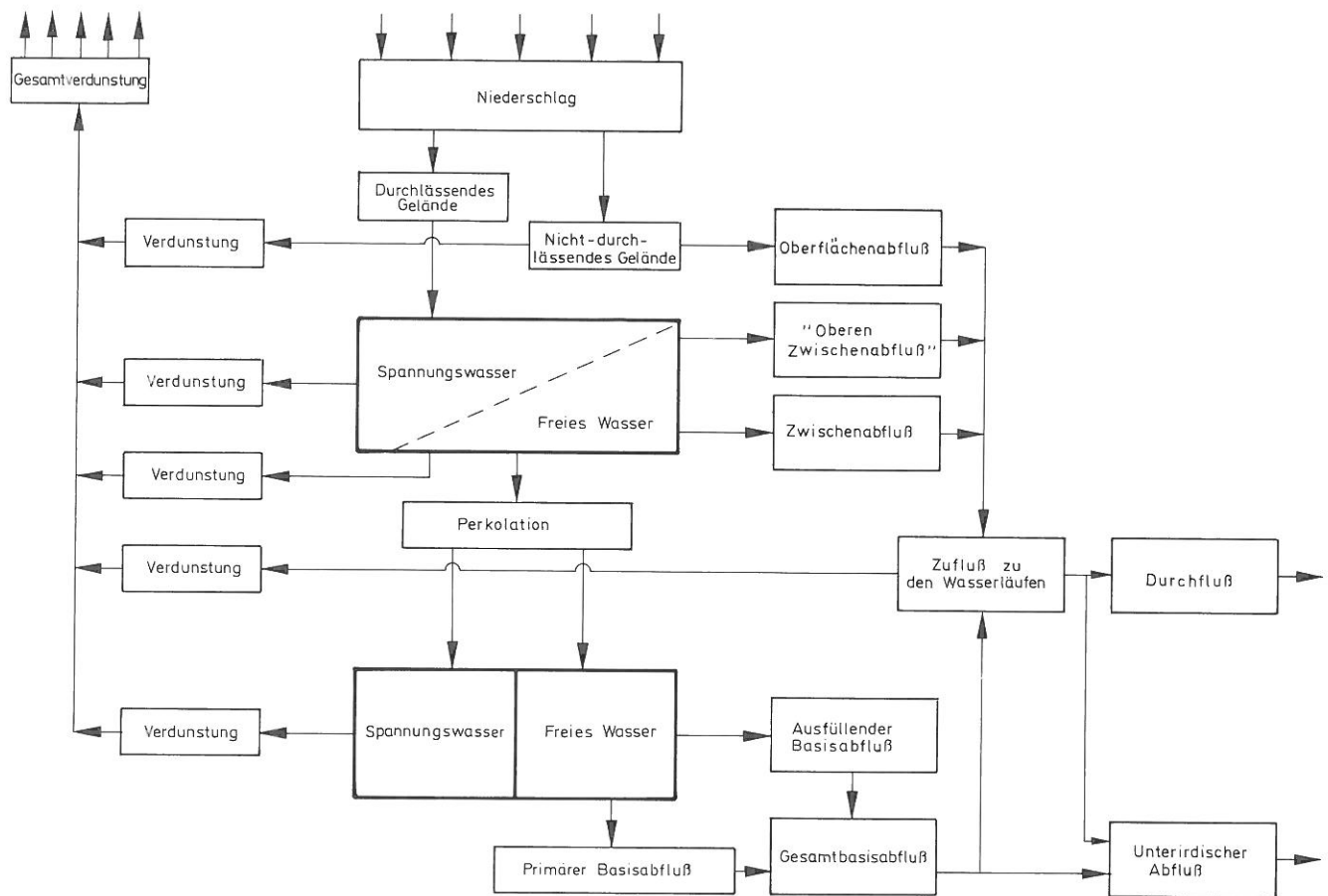


Abb. 2: Schema des Sacramento-Niederschlag-Abflußmodells ([KITANIDIS und BRAS, 1978] entnommen).

Une partie de l'eau d'infiltration séjourne sous forme d'eau capillaire et s'évapore ultérieurement éventuellement après interception par la végétation, qui l'absorbe par les racines. Le reste, en nappe libre, constitue par écoulement souterrain une contribution à l'écoulement de base. L'écoulement de l'eau souterraine proprement dit est souvent appelé écoulement de base; il est cependant préférable de comprendre par «écoulement de base» l'écoulement qui s'est produit avec un grand retard par suite d'un stockage de longue durée. Cela peut être une accumulation d'eau souterraine, mais aussi, par exemple, un emmagasinement en lacs et réservoirs ou emmagasinement sous forme de neige ou de glaciers. Un écoulement de base de cette nature n'a pas été pris en considération dans le modèle du Sacramento.

D'après ce qui précède, il apparaît que l'évapotranspiration joue un rôle à divers stades du processus d'écoulement. La partie des précipitations qui subsiste

Ein Teil dieses wegsickernden Wassers bleibt als Spannungswasser zurück und verdunstet später, gegebenenfalls durch Transpiration der Pflanzen, die dieses Wasser über die Wurzeln aufnehmen. Der Rest, das freie Grundwasser, liefert als Grundwasserabfluß einen Beitrag zum Basisabfluß. Häufig wird der Grundwasserabfluß selbst als Basisabfluß bezeichnet; es empfiehlt sich jedoch unter Basisabfluß denjenigen Abfluß zu verstehen, der infolge von Langzeitspeicherung mit starker Verzögerung zur Abströmung gekommen ist. Dies kann Grundwasserspeicherung sein, beispielsweise aber auch Speicherung in Binnenseen und Staubecken oder Speicherung in Form von Schnee oder Gletschern. Ein solcher Basisabfluß ist nicht im Sacramento-Modell enthalten.

Aus dem Obigen geht hervor, daß die Verdunstung in verschiedenen Stadien des Abflußprozesses eine Rolle spielt. Derjenige Teil des Niederschlags, der nach

¹⁾ L'écoulement hypodermique («interflow») est décrit de la façon suivante par la C.I.D.I. (Commission Internationale de Drainage et d'Irrigation): «La portion des précipitations qui n'a pas atteint le niveau de la nappe phréatique mais qui s'écoule depuis la surface du sol vers le réseau fluvial sous forme d'écoulement de subsurface [ICID, 1967].

¹⁾ Hypodermischer Abfluß («interflow») wird von der ICID definiert als: »That portion of the precipitation which has not passed down to the water table, but is discharged from the area as subsurface flow into stream channels« [ICID, 1967].

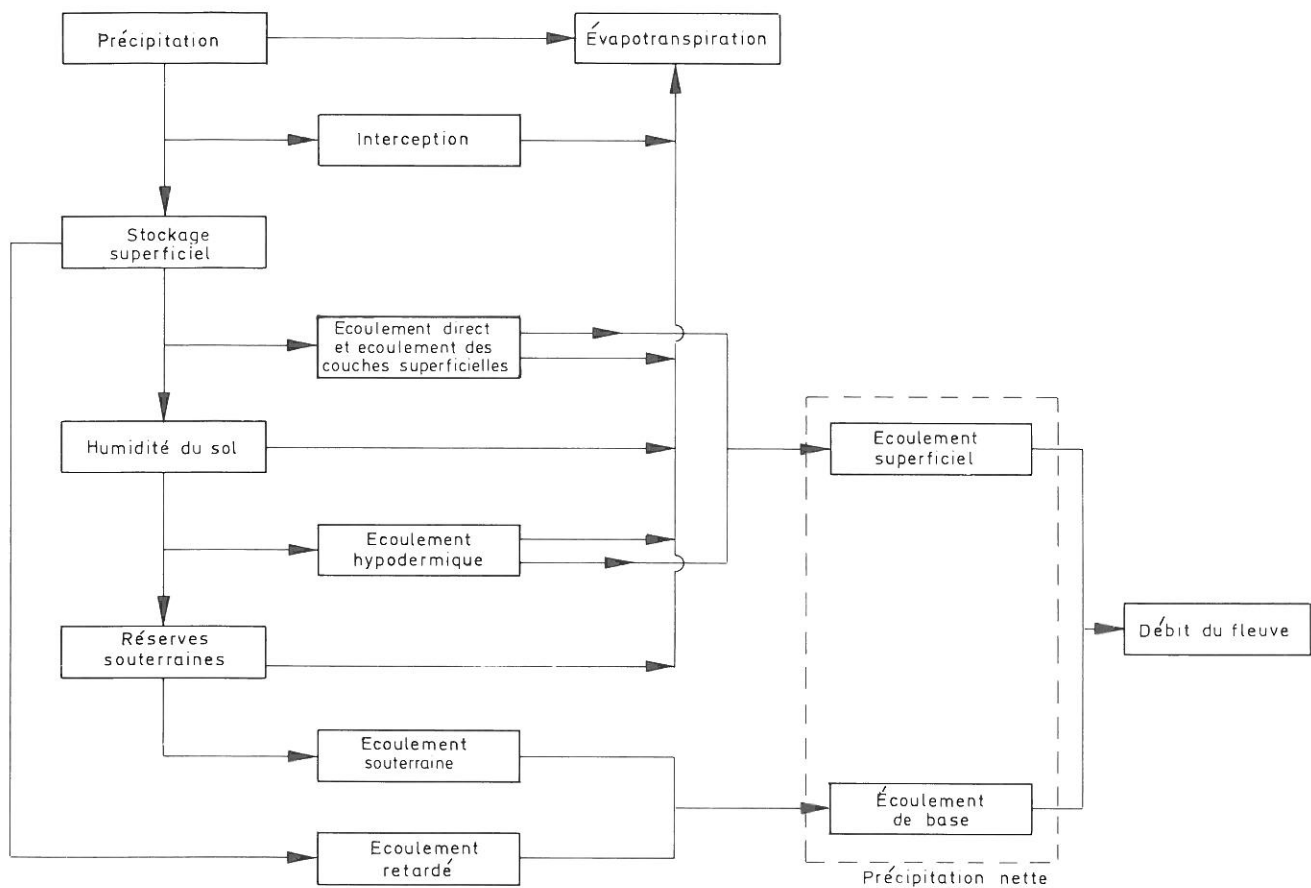


fig. 3: Schéma précipitation - écoulement.

après soustraction de l'évapotranspiration est appelée «précipitations effectives».

Le modèle du Sacramento est, tout comme tous les autres modèles, une approximation d'une évolution beaucoup plus complexe dans la nature. Des complications de toutes sortes sont possibles, principalement dans les zones de transition entre les différentes phases. Ainsi, par exemple, l'eau qui s'écoule le long de la surface peut s'infiltrer ailleurs dans le sol et devenir finalement de l'eau souterraine. De même, l'eau souterraine peut se rencontrer dans des sources à la surface. De plus, lors des périodes de sécheresse, les rares précipitations locales ne sont pratiquement pas retrouvées dans l'écoulement de surface et sont de ce fait comptées dans le débit de base. Mais encore, les eaux qui sont restées successivement dans diverses phases d'emmagasinement ont une influence sur l'évolution de l'écoulement de base. Nous reviendrons sur ce sujet dans le par. 4.1.

Si un modèle comme celui que nous venons de mentionner donne des résultats raisonnables pour un bassin fluvial peu étendu et homogène, par contre, lorsqu'il s'agit d'un bassin important et complexe tel que celui du Rhin, une étude de détail très poussée n'a, comme nous l'avons déjà fait remarquer, aucun sens, ne serait-ce que parce que la plus grande masse d'informations nécessaire à son calage entraîne l'accumulation d'autant plus d'inexactitudes.

Abzug der Verdunstung übrig bleibt, heißt effektiver Niederschlag. Das Sacramento-Modell ist ebenso wie jedes andere Modell nur eine Näherung viel komplizierterer Abläufe in der Natur. Vor allem in den Übergangsbereichen zwischen den verschiedenen Phasen sind allerlei Komplikationen möglich. So kann Wasser, das entlang der Oberfläche abströmt, an anderer Stelle in den Boden infiltrieren und schließlich in Grundwasser übergehen. Ebenso kann Grundwasser in Quellen an die Oberfläche treten. Ferner ist in Trockenperioden der geringe Niederschlag, der dann örtlich noch fällt, oftmals kaum im oberirdischen Abfluß erkennbar und wird demzufolge ohne weiteres dem Basisabfluß zugerechnet. Auch wird Wasser, das nacheinander in verschiedenen Speicherphasen verbleibt, Einfluß auf den Verlauf des Basisabflusses haben. In Par. 4.1 wird hierauf noch näher eingegangen.

Liefert ein Modell, wie das oben genannte, für ein relativ kleines und homogenes Einzugsgebiet noch befriedigende Resultate, so hat für ein großes und kompliziertes Einzugsgebiet wie dasjenige des Rheins, eine weitgehende Detaillierung keinen Sinn; allein schon, weil die große hierfür benötigte Informationsmenge eine ebenso große Menge an Ungenauigkeiten mit sich bringen würde.

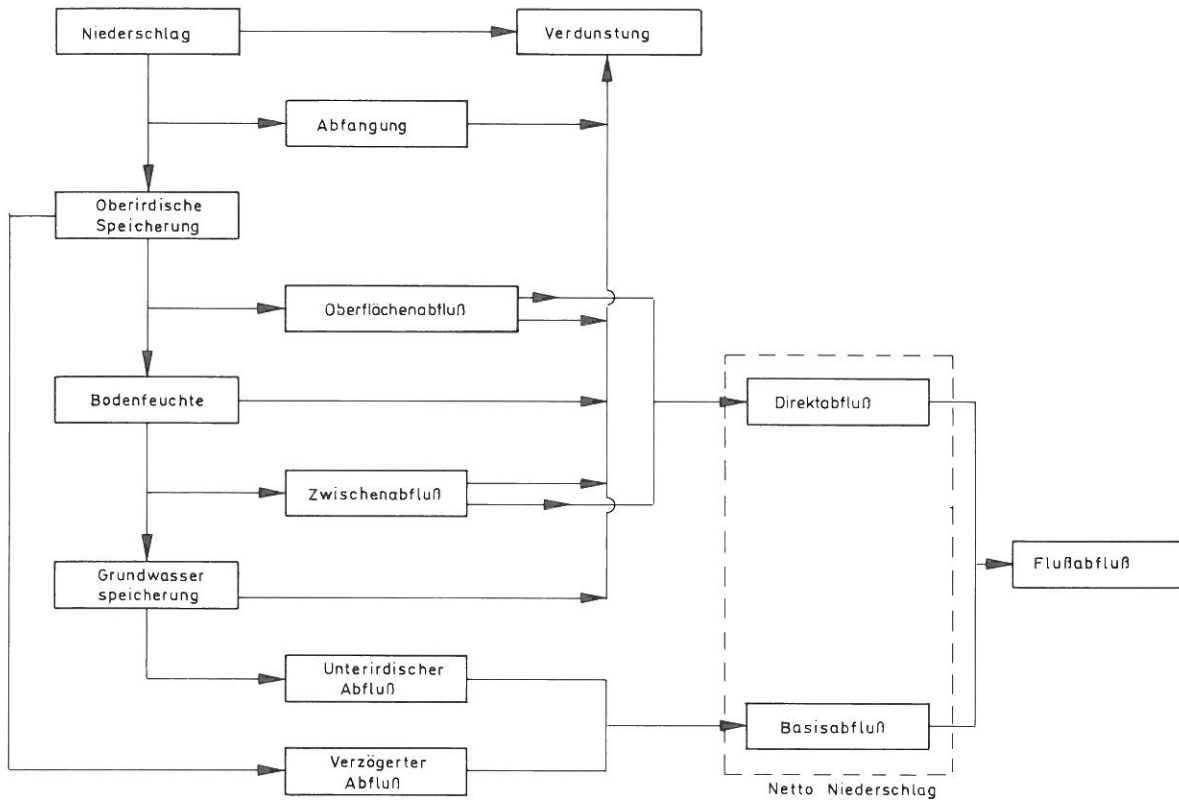


Abb. 3: Schema Niederschlag-Abfluß.

On doit donc, pour un bassin fluvial de cette importance, s'efforcer d'utiliser un schéma fortement simplifié dont les possibilités sont bien sûr limitées mais doivent répondre cependant aux objectifs fixés. Pour cela, les concepts précités, écoulement direct, écoulement de la couche supérieure et écoulement hypodermique ont été rassemblés sous l'appellation d'écoulement de surface. La partie des précipitations effectives qui alimente l'écoulement avec des retards importants constitue l'écoulement de base. Le total de l'écoulement de surface et de l'écoulement de base constitue le débit du fleuve et provient des précipitations effectives. On obtient ainsi le schéma qui est présenté dans la fig. 3.

Man muß also bei einem Einzugsgebiet dieser Ausdehnung ein stark vereinfachtes Schema anstreben, das naturgemäß nur beschränkte Möglichkeiten bietet, wohl aber den gesteckten Zielen gerecht wird. Zu diesem Zweck werden hier die bereits genannten Begriffe Oberflächenabfluß, Abfluß über die oberen Bodenschichten und hypodermischer Abfluß zusammengefasst unter dem Begriff »Direktabfluß«: derjenige Teil des effektiven Niederschlages, der erst mit erheblicher Verzögerung im Basisabfluß zum Abfluß gelangt. Die Gesamtheit von Direktabfluß und Basisabfluß bildet den Durchfluß der Flüsse und stammt aus dem effektiven Niederschlag. Auf diese Weise entsteht ein Schema, das in Abb. 3 zusammengefasst ist.

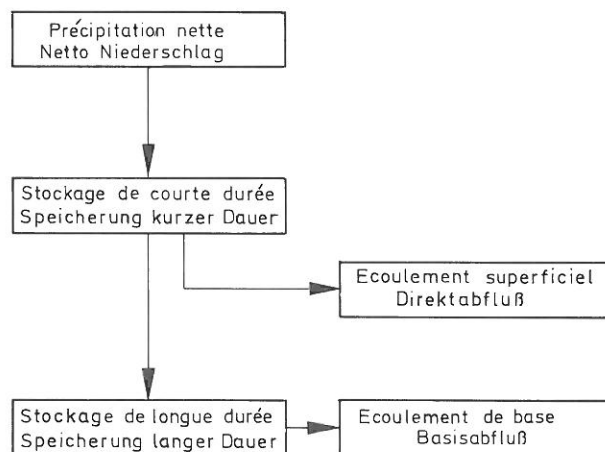


fig. 4: Schéma précipitation – écoulement fortement simplifié.

Abb. 4: Stark vereinfachtes Schema Niederschlag-Abfluß.

Une simplification encore plus poussée est représentée par le schéma de la fig. 4; elle concerne directement les précipitations effectives. Après un emmagasinement de courte durée en surface, une partie de celles-ci devient la lame écoulee et l'autre partie est emmagasinée pendant une période assez longue, soit sous forme d'eau souterraine, soit dans des lacs ou réservoirs. Cette eau longuement emmagasinée se retrouve ultérieurement dans la lame écoulee comme écoulement de base.

Eine noch weitergehende Vereinfachung bietet das Schema nach Abb. 4; hierbei wird direkt vom effektiven Niederschlag ausgegangen. Nach einer kurzzeitigen Speicherung an der Oberfläche gelangt dieser Teil zur Abströmung und wird teils langfristig gespeichert, sei es als Grundwasser, sei es in Binnenseen oder Staubecken. Dieses langfristig gespeicherte Wasser kommt als Basisabfluß verzögert zum Abfluß.

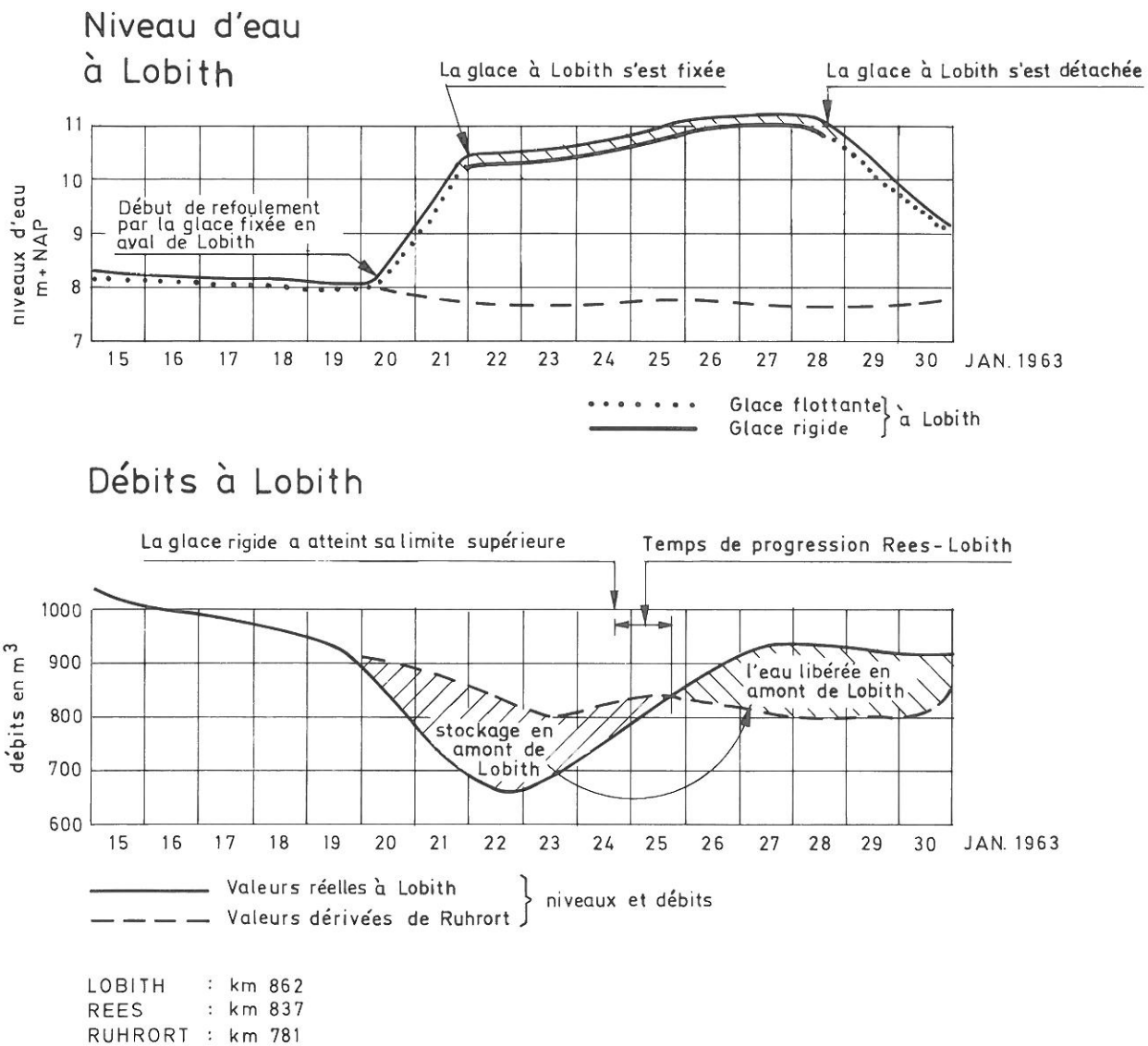


fig. 5: Evolution du niveau de l'eau et du débit du Rhin près de Lobith du 15 janvier au 30 janvier 1963 (tiré de [RWS, 1966]).

2.2 Complications du processus durant les périodes de gel

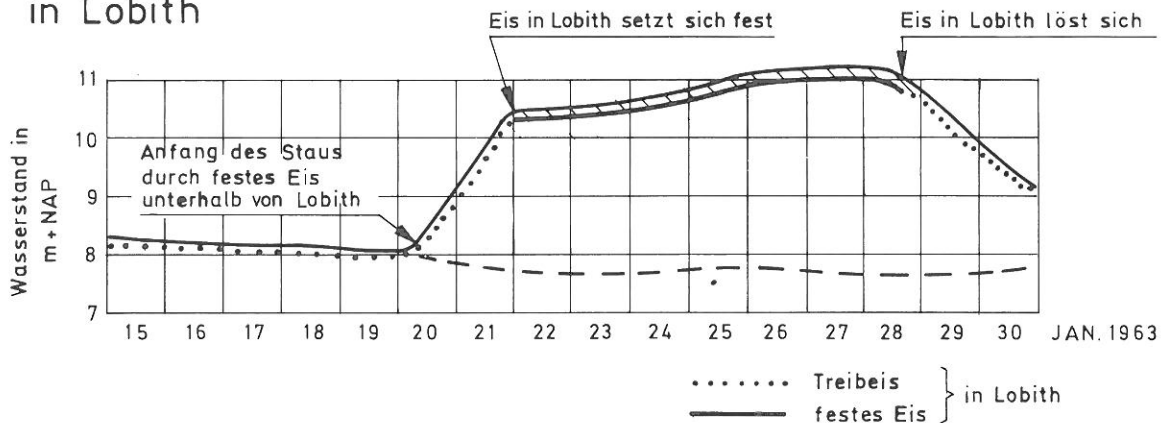
Le processus d'écoulement est perturbé de différentes manières pendant les gelées, notamment, en fonction des circonstances, en surface, dans le sol et dans les cours d'eau. Nous pouvons mentionner les phénomènes suivants:

2.2 Komplikationen in Frostperioden

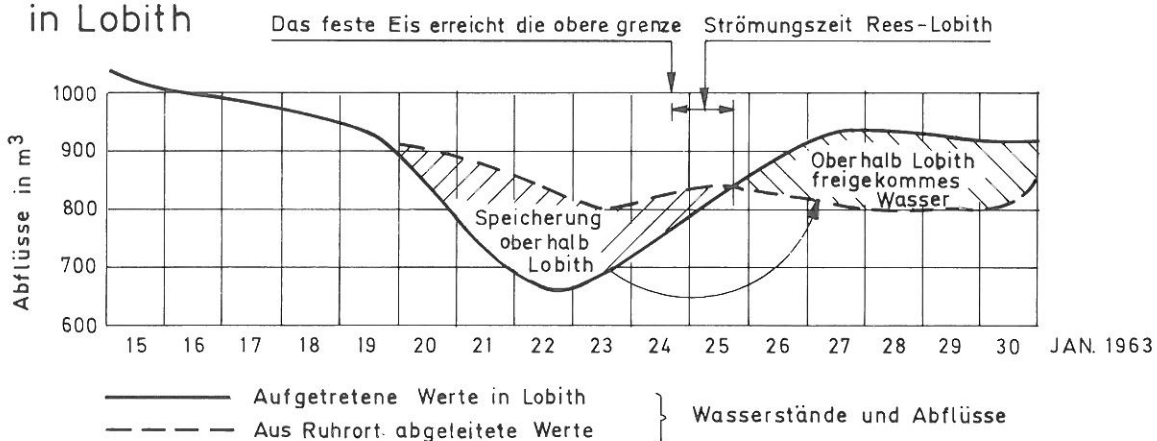
Bei Frost wird der Abflußprozeß auf verschiedene Weisen gestört, und zwar je nach Umständen an der Oberfläche, im Boden oder in den Wasserläufen. Folgende Erscheinungen können unterschieden werden:

- les précipitations se manifestent généralement, au cours de ces périodes, sous forme de chutes de neige qui séjournent souvent pendant un temps assez long et ne participent qu'ultérieurement à la formation d'écoulement (après la fonte) ou pas du tout, par suite d'évaporation (sublimation).
- l'humidité du sol dans la couche de surface gèle et rend par conséquent impossible l'alimentation de la réserve d'eau souterraine. S'il survient brusquement
- Niederschlag fällt in einer solchen Periode häufig in Form von Schnee, der oftmals geräume Zeit liegen bleibt und somit nur verzögert (nach Schneeschmelze) oder - infolge von Verdunstung - überhaupt nicht zur Abflußbildung beiträgt.
- Die Bodenfeuchte in den oberen Schichten gefriert und macht damit die Ergänzung des Grundwasservorrates unmöglich. Tritt plötzlich Regenfall auf, so wird dieser vollständig oder zu einem erheblich grös-

Wasserstand in Lobith



Abflüsse in Lobith



LOBITH : km 862
REES : km 837
RUHRORT : km 781

Abb. 5: Verlauf von Wasserstand und Abfluß am Rhein bei Lobith 15...30. Januar 1963 ([rws, 1966] entnommen).

une chute de pluie, celle-ci s'écoulera, en totalité ou pour une part beaucoup plus importante que dans des conditions normales, sous forme d'eau de surface. Ce n'est qu'au moment du dégel que le processus normal de l'écoulement sera rétabli.

- quant à l'eau provenant de la fonte d'une couche de neige, selon l'état de saturation de la couche supérieu-

seren Teil als unter normalen Umständen an der Oberfläche abfließen. Erst wenn die oberen Schichten des Bodens getaut sind, stellt sich der normale Abflußmechanismus wieder ein.

- Das aus einer Schneedecke stammende Schmelzwasser fließ je nach Zustand der oberen Bodenschicht teils als oberirdisches Wasser ab, teils dringt es in den

re du sol, ou bien elle s'écoulera en partie sous forme d'eau superficielle et en partie dans le sol, ou bien elle viendra s'accroître à la réserve d'eau souterraine. En fait, la neige fondue agit comme la pluie récemment précipitée. Des modèles de calcul sont en cours d'étude pour la simulation d'écoulements résultant de la fonte des neiges.

Ainsi, il est évident que le processus d'écoulement peut être influencé de façon déterminante par le gel et la neige. En général, au début d'une période de gel, la formation de l'écoulement stagnera mais sera renforcée aussitôt que cette période sera passée.

La formation d'une croûte de glace rigide à la surface des fleuves (ou rivières) et la débâcle ultérieure peuvent renforcer considérablement l'influence de ces phénomènes. La couche de glace rigide augmente la résistance à l'écoulement car on passe d'un écoulement à ciel ouvert à un écoulement dans une conduite. Cela signifie que l'écoulement préexistant à l'embâcle exige une section de passage plus grande qu'auparavant ce qui implique une élévation de niveau. Cette élévation de niveau signifie une augmentation de volume, soit un stockage qui est à prélever sur le débit amont; il en résulte une situation caractérisée par un écoulement réduit et des hauteurs d'eau plus élevées en aval. En raison de l'effet de retenue, cette situation se fera sentir loin en amont de la limite de la croûte de glace rigide.

Lorsque, plus tard, cette croûte de glace se brisera, la résistance en surface tombe et de ce fait le débit augmente. Le stockage provisoire sous la couche de glace cesse. La fig. 5 montre l'évolution de la hauteur d'eau et du débit à Lobith pendant la période de gel de janvier 1963 [rws, 1966]. On y retrouvera l'évolution décrite précédemment: diminution puis augmentation du débit, combinées à une élévation de niveau. Le revirement dans l'évolution du débit se produit au moment où la couche de glace rigide atteint son extension maximum vers l'amont (Rees).

Boden ein und wird eventuell dem Grundwasservorrat hinzugefügt. Im Grunde wirkt schmelzender Schnee wie frisch gefallener Regen. Für die Abflußbildung aus schmelzendem Schnee werden z.Z. Rechenmodelle entwickelt.

Es ist einzusehen, daß der Abflußprozeß auf tiefgreifende Weise durch Frost und Schnee beeinflusst wird. Im allgemeinen wird die Abflußbildung zu Beginn einer Frostperiode stagnieren, während sie am Ende der Periode gerade verstärkt wird.

Durch Bildung einer festen Eisdecke auf den Flüssen selbst und durch das spätere Freikommen des Eises werden diese Erscheinungen in bedeutendem Maße verstärkt. Die feste Eisdecke bewirkt eine Abnahme des Strömungswiderstandes, da das Strömungsprofil von einer »Rinne« in ein »Rohr« übergeht. Dies bedeutet, daß der bereits vorhandene Abfluß bei Festsetzung des Eises ein größeres Strömungsprofil benötigt als vorher, so daß der Wasserstand steigen muß. Dafür wird ein gewisses Wasservolumen benötigt, das dem vorhandenen Abfluß entzogen wird; dadurch entsteht ein Zustand mit vermindertem Abfluß und erhöhten Wasserständen. Aufgrund des Stau-effektes wird sich dieser Zustand von der Grenze der festen Eisdecke weit stromaufwärts erstrecken.

Wenn die Eisdecke später freikommt, fällt der obere Widerstand weg, so daß die Abflußkapazität und damit der Abfluß zunimmt. Damit wird die vorübergehende Speicherung unter der Eisdecke zum Verschwinden gebracht. In Abb. 5 ist der Verlauf des Wasserstandes und des Abflusses bei Lobith während der Frostperiode im Januar 1963 dargestellt [rws, 1966]. Hierin findet man den oben beschriebenen Verlauf wieder: anfangs abnehmender Abfluß, gefolgt von einem erhöhten Abfluß, – dies kombiniert mit einem erhöhtem Wasserstand. Der Wendepunkt dieser Vorgänge wurde in demjenigen Zeitpunkt erreicht, in dem die obere Grenze des festen Eises den am weitesten stromaufwärts gelegenen Punkt (Rees) erreicht hatte.

3. SIMULATION DU PROCESSUS D'ÉCOULEMENT

3.1 Elaboration de la théorie

Le par. 2.1 contient une description simplifiée du processus d'écoulement; cela a conduit à une représentation schématique telle que celle représentée sur la fig. 4. L'un et l'autre seront étudiés plus en détail.

Considérons tout d'abord une situation telle que, les précipitations ayant cessé longtemps, l'écoulement est réduit à l'écoulement de base; cet écoulement est supposé se tarer selon la formule:

$$Q_b(t) = Q_b(t_0) \times e^{-\frac{t-t_0}{T}} \quad (1)$$

dans laquelle:

- $Q_b(t)$ = l'écoulement de base au moment t ;
- $Q_b(t_0)$ = l'écoulement de base à l'origine arbitraire t_0 ;
- t_0 = l'origine du tarissement (à choisir dans une période exempte d'écoulement de surface);
- t = variable de temps;
- T = période de tarissement.

La période de tarissement T est la durée au cours de laquelle la totalité de la quantité d'eau emmagasinée devrait être évacuée par un débit de base constant $Q_b(t_0)$. Cette période ne correspond qu'à un artifice de calcul: car en réalité l'écoulement de base diminue de proche en proche, la diminution de l'écoulement sera de plus en plus lente et théoriquement ne cessera jamais. La période T constitue cependant une bonne grandeur caractéristique de la vitesse du processus.

Si, au bout d'un certain temps, une précipitation se produit, ce processus se trouvera perturbé. De cette

3. SIMULATION DES ABFLUSSPROZESSES

3.1 Entwicklung der Theorie

In Par. 2.1 wurde eine vereinfachte Darstellung des Abflußprozesses beschrieben; diese führte zu der in Abb. 4 gegebenen schematischen Darstellung. Im folgenden wird dies nun im einzelnen ausgearbeitet.

Betrachten wir zunächst einen Zustand, in dem geräume Zeit kein Niederschlag gefallen ist, so daß der Abfluß nur aus Basisabfluß besteht, dessen Verlauf entsprechend einer negativen e-Funktion (Leerlaufkurve, Rezessionskurve, recession curve) nach folgender Formel angenommen:

$$Q_b(t) = Q_b(t_0) \times e^{-\frac{t-t_0}{T}} \quad (1)$$

hierin bedeuten:

- $Q_b(t)$ = Basisabfluß zum Zeitpunkt t ;
- $Q_b(t_0)$ = Basisabfluß zu einem beliebigen Anfangszeitpunkt t_0 ;
- t_0 = Anfangszeitpunkt (zu wählen in einer Periode ohne Direktabfluß);
- t = Zeitvariable;
- T = Abminderungsdauer (Leerlaufzeit, recession time).

Die Abminderungsdauer T ist diejenige Zeitspanne, in der bei konstantbleibendem Basisabfluß $Q_b(t_0)$ die gesamte gespeicherte Wassermenge abfließen würde. Diese Zeit ist nur eine Rechengröße: weil in Wirklichkeit der Basisabfluß immer kleiner wird, geht die Abnahme der Wassermenge auch immer langsamer vonstatten und wird im allgemeinen niemals beendet. Die Zeitspanne T ist jedoch eine gute charakteristische Größe zur Angabe der Geschwindigkeit des Prozesses.

Fällt nach gewisser Zeit Niederschlag, so wird der Prozeß gestört. Vom Niederschlag trägt definitionsge-

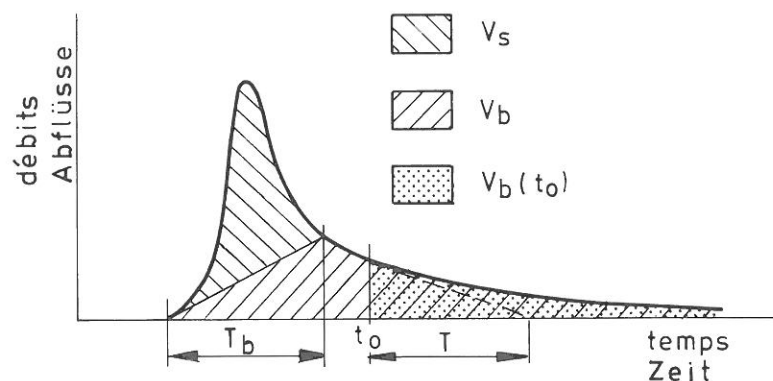


fig. 6: Courbe d'évolution de l'écoulement indiquent l'écoulement de surface et l'écoulement de base.

Abb. 6: Abflußganglinie, getrennt in Direktabfluß und Basisabfluß.

précipitation, seule la partie «précipitation effective» (par définition) alimente l'écoulement. Après un séjour de courte durée sur la surface du sol, celle-ci se divise en écoulement de surface et écoulement de restituée après stockage de longue durée.

Considérons maintenant une période de crue survenant après un temps de débit nul (voir fig. 6). A savoir:

V_s le volume d'eau qui passe dans le réseau superficiel;
 V_b le volume d'eau qui reste stocké longtemps avant d'être restitué sous forme de débit de base.

On établit la relation suivante entre les deux volumes:

$$p = \frac{V_s}{V_b} \quad (2)$$

Le volume $V_b(t_0)$, c'est-à-dire la partie de V_b qui est présente au moment t_0 découle de (1) par intégration de t_0 vers l'infini:

$$\begin{aligned} V_b(t_0) &= \int_{t_0}^{\infty} Q_b(t) dt \\ &= Q_b(t_0) \int_{t_0}^{\infty} e^{-\frac{t-t_0}{T}} dt \\ &= Q_b(t_0) \times T \end{aligned} \quad (3)$$

Cette relation se répète, en fait, pour chaque nouvelle origine t_0 . La quantité $V_b(t_0)$ est toujours proportionnelle au débit de base $Q_b(t_0)$ et cela grâce à un coefficient de proportionnalité égal à la durée de tarissement T . Ceci est en accord avec la description donnée par la formule (1). Si, à un instant t , la quantité d'eau emmagasinée est complétée de la quantité V_b , dès lors le débit de base, augmente proportionnellement selon la formule:

$$\Delta V_b(t) = \Delta Q_b(t) \times T \quad (4)$$

L'augmentation du volume emmagasiné dépend de la relation p ; c'est toutefois une valeur moyenne valable pour l'ensemble de la crue. Supposons provisoirement que cette relation reste constante pendant le temps T_b , au cours duquel les précipitations sont divisées entre les deux catégories d'écoulement indiquées dans la fig. 6 et au cours duquel il existe un écoulement de surface.

Dans ces conditions on appliquera pour chaque intervalle de temps Δt , de par exemple un jour, la formule:

$$p = \frac{\Delta V_s(t)}{\Delta V_b(t)} \quad (5)$$

mâß nur der Teil »effektiver Niederschlag« zum Abfluß bei. Nach kurzfristigem Verbleib an der Erdoberfläche unterteilt sich dieser in Direktabfluß und langfristig gespeichertes Wasser, das schließlich als Basisabfluß verzögert zum Abfluß gelangt.

Betrachten wir nun eine einzelne, nach einem Abfluß Null auftretende Hochwasserwelle (siehe Abb. 6). Hierbei sei definitionsgemäß:

V_s = das Wasservolumen, das in Direktabfluß übergeht;
 V_b = das Wasservolumen, das längere Zeit gespeichert wird und schließlich in Basisabfluß übergeht.

Ferner sei p das Verhältnis zwischen beiden Volumina:

$$p = \frac{V_s}{V_b} \quad (2)$$

Das Volumen $V_b(t_0)$, d.h. derjenige Teil von V_b , der noch in einem Zeitpunkt t_0 vorhanden ist, folgt aus (1) durch Integration von t_0 bis Unendlich:

$$\begin{aligned} V_b(t_0) &= \int_{t_0}^{\infty} Q_b(t) dt \\ &= Q_b(t_0) \int_{t_0}^{\infty} e^{-\frac{t-t_0}{T}} dt \\ &= Q_b(t_0) \times T \end{aligned} \quad (3)$$

Diese Beziehung beginnt im Grunde zu jedem Zeitpunkt t_0 aufs neue. Die Menge $V_b(t_0)$ ist immer dem Basisabfluß $Q_b(t_0)$ proportional, und zwar gemäß einem Proportionalitätskoeffizienten, der gleich der Abminderungsdauer T ist. Dies steht im Einklang mit der unter Formel (1) gegebenen Beschreibung. Wird nun zu einem Zeitpunkt t die gespeicherte Wassermenge durch eine Menge V_b ergänzt, so nimmt der Basisabfluß entsprechend zu; dies folgt aus:

$$\Delta V_b(t) = \Delta Q_b(t) \times T \quad (4)$$

Die Zunahme der gespeicherten Wassermenge hängt von dem in (2) definierten Verhältnis p ab; dies ist jedoch ein Mittelwert, der für die Hochwasserwelle als Ganzes gilt. Vorläufig wird nun angenommen, daß auch der laufende Wert dieses Verhältnisses während der Zeitspanne T_b , in der sich der gefallene Niederschlag in die beiden Kategorien nach Abb. 6 aufspaltet (d.h. solange Direktabfluß gebildet wird), konstant bleibt.

Somit gilt für jedes Zeitintervall Δt von beispielsweise einem Tag:

$$p = \frac{\Delta V_s(t)}{\Delta V_b(t)} \quad (5)$$

La modification du volume d'eau sous forme d'eau superficielle peut être représenté par l'approximation (voir fig. 7):

$$V_s(t) = Q_s(t) \times \Delta t \quad (6)$$

Die Änderung der als Direktabfluß abgeführten Wassermenge läßt sich entsprechend Abb. 7 näherungsweise angeben durch:

$$V_s(t) = Q_s(t) \times \Delta t \quad (6)$$

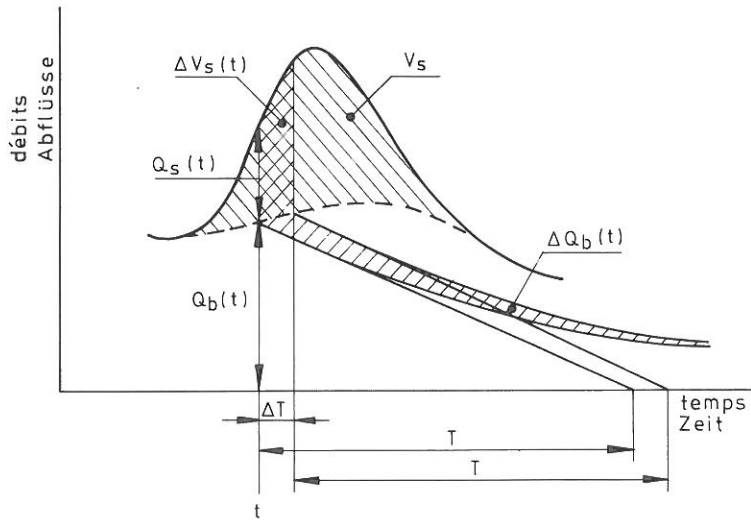


fig. 7: Division du débit en composantes à un moment arbitraire t.

Abb. 7: Aufteilung des Abflusses in Komponenten zu einem beliebigen Zeitpunkt t.

D'après la fig. 7, il ressort que l'équation (6) est généralement erronée, en particulier lorsque les débits accusent de fortes variations. Toutefois des erreurs de cette nature se compenseront mutuellement en grande partie du fait qu'une crue étant suivie d'une décrue, le volume qui sera compté en moins pendant la crue sera compté en plus pendant la décrue; il en résulte un décalage des résultats par rapport aux débits de base. Compte tenu de la variabilité réduite de l'évolution de l'écoulement de base, il n'y a pas lieu de s'en inquiéter.

Aus Abb. 7 geht hervor, daß mit (6) im allgemeinen ein gewisser Fehler eingeführt wird, sicherlich dann, wenn die Abflußganglinie stark variiert. Derartige Fehler werden sich jedoch größtenteils kompensieren, weil dem Anlauf ein Abfall folgt: was während des Anlaufs zu wenig berechnet wurde, wird während des Abfalls gerade zuviel in Rechnung gestellt so daß schließlich der berechnete Basisabfluß gegenüber den tatsächlich auftretenden Abfluß nacheilt. In Anbetracht des wenig variablen Verlaufs des Basisabflusses braucht dies nicht als Nachteil zu gelten.

Si l'on intègre les équations (4) et (6) dans l'équation (5), on obtient:

$$p = \frac{Q_s(t) \times \Delta t}{\Delta Q_b(t) \times T} \quad (7)$$

Einsetzen von (4) und (6) in Formel (5) ergibt:

$$p = \frac{Q_s(t) \times \Delta t}{\Delta Q_b(t) \times T} \quad (7)$$

La modification de l'écoulement de base par unité de temps devient:

Für die Änderung des Basisabflusses pro Zeiteinheit folgt damit:

$$\frac{\Delta Q_b(t)}{\Delta t} = \frac{1}{pT} Q_s(t) \quad (8)$$

$$\frac{\Delta Q_b(t)}{\Delta t} = \frac{1}{pT} Q_s(t)$$

Cette modification est apparemment proportionnelle à l'écoulement de surface $Q_s(t)$.

Diese Änderung ist offenbar dem Direktabfluß $Q_s(t)$ proportional.

Le coefficient de proportionnalité, désigné ci-après par l'expression «facteur de séparation» et indiqué dans la suite par α est donc:

Der Proportionalitätskoeffizient, im folgenden »Trennungsfaktor« genannt, wird im weiteren Verlauf des Textes mit α bezeichnet. Folglich:

$$\alpha = \frac{1}{pT} \quad (9)$$

$$\alpha = \frac{1}{pT} \quad (9)$$

Si le facteur de séparation α et le temps de tarissement T sont connus, on peut, pour un écoulement don-

Sind der Trennungsfaktor α und die Abminderungsdauer T bekannt, so kann man, wie nun gezeigt

né, séparer le débit total Q en ses deux composantes Q_b et Q_s . La méthode d'analyse est expliquée par la fig. 8.

wird, für eine gegebene Abflußganglinie den gesamten Abfluß Q in die beiden Komponenten Q_b und Q_s trennen. Die hierbei anzuwendende Methode wird anhand von Abb. 8 erläutert.

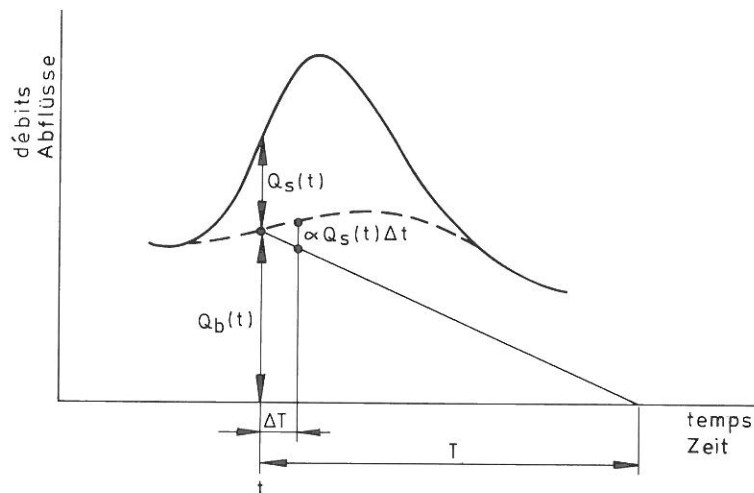


fig. 8: Méthode pour la détermination de l'écoulement de base.

Abb. 8: Methode zur Bestimmung des Basisabflusses.

L'écoulement de base à un instant donné est $t + \Delta t$, il résulte du temps t précédent par application des formules (1), (8) et (9):

$$Q_b(t + \Delta t) = Q_b(t) \times e^{-\frac{\Delta t}{T}} + \alpha \times Q_s(t) \times \Delta t \quad (10)$$

Pour les fortes valeurs de T , on peut utiliser l'approximation

$$Q_b(t + \Delta t) = Q_b(t) \times \left(1 - \frac{\Delta t}{T}\right) + \alpha \times Q_s(t) \times \Delta t \quad (11)$$

et cela sur la base du développement de séries:

$$e^{-\frac{\Delta t}{T}} = 1 - \frac{\Delta t}{T} + \frac{\Delta^2 t}{2! T^2} - \frac{\Delta^3 t}{3! T^3} + \dots \quad (12)$$

Avec de fortes valeurs de T , les termes de puissances les plus élevés sont négligeables, de sorte que dans (10) l'exponentielle peut être remplacée par la formule $\left(1 - \frac{\Delta t}{T}\right)$. A partir de l'équation (11), le calcul envisagé de Q_b et Q_s devient maintenant possible progressivement. En utilisant le calcul de séparation, on a pris en général, pour Δt , un jour.

3.2 Détermination des paramètres

Comme nous l'avons déjà fait remarquer dans le par. 3.1, pour pouvoir appliquer la méthode, il faut que les valeurs des deux paramètres (le temps de tarissement T et le coefficient de séparation α) soient connus. On peut déterminer expérimentalement ces deux paramètres à partir des courbes de débit disponibles. La durée de tarissement T résulte de leur évolution pendant les

Der Basisabfluß für einen Zeitpunkt $t + \Delta t$ folgt aus dem Basisabfluß eines früheren Zeitpunktes t durch Anwendung der Formeln (1), (8) und (9):

$$Q_b(t + \Delta t) = Q_b(t) \times e^{-\frac{\Delta t}{T}} + \alpha \times Q_s(t) \times \Delta t \quad (10)$$

Für große Werte von T kann man dies annähern durch:

$$Q_b(t + \Delta t) = Q_b(t) \times \left(1 - \frac{\Delta t}{T}\right) + \alpha \times Q_s(t) \times \Delta t \quad (11)$$

und zwar aufgrund der Reihenentwicklung:

$$e^{-\frac{\Delta t}{T}} = 1 - \frac{\Delta t}{T} + \frac{\Delta^2 t}{2! T^2} - \frac{\Delta^3 t}{3! T^3} + \dots \quad (12)$$

Bei großen Werten von T werden die Terme höherer Potenz vernachlässigbar klein, so daß dann in Formel (10) die e-Funktion durch den Ausdruck $\left(1 - \frac{\Delta t}{T}\right)$ ersetzt werden kann. Mit (11) wird nun die ins Auge gefaßte Berechnung von Q_b und Q_s stufenweise ermöglicht. Die Trennungsberechnung erfolgt im allgemeinen für $\Delta t = 1$ Tag angesetzt.

3.2 Bestimmung der Parameter

Wie bereits in Par. 3.1 erwähnt, müssen – um die Methode anwenden zu können – die Werte der beiden Parameter (die Abminderungsdauer T und der Trennungsfaktor α) bekannt sein. Beide kann man versuchsweise aus den verfügbaren Abflußganglinien bestimmen. Die Abminderungsdauer T folgt aus dem Verlauf dieser Linien in niederschlagslosen Perioden. Daher

périodes exemptes de précipitation. Pour cette grandeur, Wemelsfelder a choisi pour le Rhin à Lobith, une valeur fixe de 5 mois ou 150 jours [WEMELSFELDER, 1960]. Nous adopterons ici cette valeur. La détermination du coefficient α nécessite un examen très détaillé de l'évolution de l'écoulement. En fait ce coefficient n'est pas constant, mais varie en fonction de l'état de saturation du sol: sur sol sec, la pénétration de l'eau dans le sol sera plus importante qu'en terrain fortement saturé d'eau.

Une méthode appropriée pour la détermination de α est la suivante: Par une première approximation, on introduit un certain nombre de périodes très courtes avec différentes valeurs caractéristiques de débit en vue d'une séparation en écoulement de base et écoulement de surface. Pour chaque période T_p , on détermine ensuite les volumes totaux de chacune des deux composantes par intégration ou par détermination des surfaces en dessus des lignes d'écoulement (voir fig. 9). La relation entre les deux volumes donne suivant la formule (2) une valeur pour p . Etant donné que la valeur de T est fixe, on peut, grâce à la formule (9), déterminer une valeur pour α .

On applique cette méthode pour des périodes correspondant à des différences de valeur de Q_b et on trou-

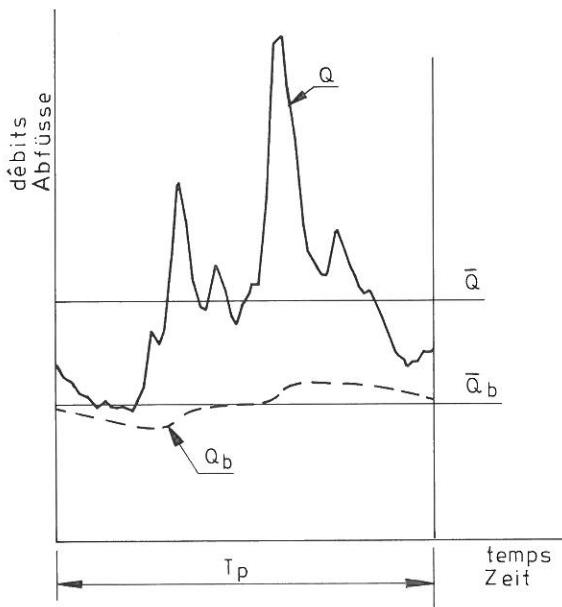


fig. 9: Détermination graphique de α .

wählte Wemelsfelder für den Rhein bei Lobith für diese Größe einen festen Wert von 5 Monaten oder 150 Tagen [WEMELSFELDER, 1960]. Dieser Wert soll auch hier zugrundegelegt werden. Die Bestimmung von α erfordert eine recht umfangreiche Betrachtung der Abflußganglinie. Zu erwarten ist, daß dieser Faktor nicht konstant ist, sondern mit dem Sättigungszustand des Bodens variiert: bei trockenem Untergrund wird mehr Wasser in den Boden eindringen können als bei stark mit Wasser gesättigtem Untergrund.

Ein geeignetes Verfahren zur Bestimmung von α ist das Folgende: In erster Näherung nimmt man für eine Reihe von verhältnismäßig kurzen Perioden mit verschiedenen charakteristischen Abflußwerten nach Gutdünken eine Trennung in Basisabfluß und Direktabfluß vor. Für jede Periode T_p bestimmt man sodann die gesamten Volumina jeder der beiden Komponenten durch Integration der Flächen unter den Abflußganglinien (siehe Abb. 9). Das Verhältnis zwischen beiden Volumina liefert nach (2) einen Wert für p . Da der Wert von T festliegt, kann mit Hilfe von Formel (9) ein Wert für α ermittelt werden.

Man führt nun dieses Verfahren für Perioden mit verschiedenen Höhen von Q_b durch und findet auf diese

Explication:

\bar{Q} et \bar{Q}_b sont déterminés visuellement; p et α sont calculés.

\bar{Q} = débit moyen.

Prenons une période pour laquelle Q_b (début) = Q_b (fin); il suit que: augmentation moyenne = diminution moyenne:

Erläuterung:

\bar{Q} und \bar{Q}_b werden visuell bestimmt; p und α werden berechnet.

\bar{Q} = mittlerer Abfluß.

Wählen wir eine Periode, bei der Q_b (Anfang) = Q_b (Ende), es gilt dann: mittlere Zunahme = mittlere Abnahme:

$$\alpha \bar{Q}_s(t) \Delta t = \bar{Q}_b(t) \cdot \frac{\Delta t}{T}$$

$$\frac{1}{pT} \bar{Q}_s(t) \Delta t = \bar{Q}_b(t) \cdot \frac{\Delta t}{T}$$

$$p = \frac{\bar{Q}_s(t)}{\bar{Q}_b(t)} = \frac{\bar{Q}_t - \bar{Q}_b(t)}{\bar{Q}_b(t)}$$

$$\alpha = \frac{1}{pT}$$

Abb. 9: Graphische Bestimmung von α .

ve de cette façon une relation entre Q_b et α . Une condition est que les débits sont égaux au début et à la fin de chaque période (voir formule (3) et figure 9). En utilisant cette relation, les calculs décrits ci-dessus pourront être appliqués sur une plus longue période.

Grâce à ces résultats, on peut modifier suivant les besoins la relation utilisée. Il faut évaluer les résultats sur la base des critères suivants:

1. La ligne d'écoulement de base ne peut pas entrecroiser la ligne d'écoulement total dans des conditions normales (le débit de base ne peut jamais être supérieur au débit total). L'expression «conditions normales» n'englobe pas les périodes de gel dans lesquelles se constitue une croûte de glace solide, étant donné que le processus d'écoulement fonctionne autrement; on peut donc ne pas tenir compte de ces périodes.
2. Pendant les périodes de sécheresse, la ligne d'écoulement de base doit se rapprocher de la ligne d'évolution effective, l'ensemble du débit est alors l'écoulement de base.

Il y a lieu de faire encore une remarque concernant le choix de l'origine. A ce stade, nous n'avons pas à notre disposition la valeur de l'écoulement de base au jour précédent. Malgré cela il est possible d'effectuer une évaluation correcte de l'écoulement de base. Il apparaît notamment que le processus de calcul mène très rapidement à une évolution évidente de l'écoulement de base indépendamment du choix de la valeur initiale. Un calcul expérimental pour le Rhin à Lobith, dans lequel on part de deux extrêmes, savoir $Q_{b,l} = Q(o)$ et $Q_{b,h} \ll Q(o)$ a conduit après deux à trois mois à la même valeur de Q_b (voir fig. 10). Par la force des choses, on choisit en pratique un point de départ moins extrême au moyen duquel on pourra obtenir plus facilement la valeur exacte de l'écoulement de base.

Insistons encore une fois ici sur le fait que le modèle de calcul est une schématisation très poussée. Cela implique notamment de supposer que seul α doit dépendre de Q_b en raison d'une relation invariable et, que T doit avoir dans tous les cas une valeur fixée. En fait, ces suppositions s'appliquent dans certaines limites déterminées. Bien entendu, des variations se produiront dans le courant de l'année. Ainsi, par exemple, en été la diminution de la quantité d'eau souterraine sera déterminée par l'écoulement et l'évapotranspiration; par contre, en hiver, uniquement par l'écoulement. De ce fait, T peut avoir une valeur plus grande en hiver qu'en été.

Il peut également arriver qu'une relation fixée entre α et Q_b fasse apparaître aux extrémités des divergences qui peuvent varier en fonction de l'évapotranspiration. L'application de la méthode devra montrer dans

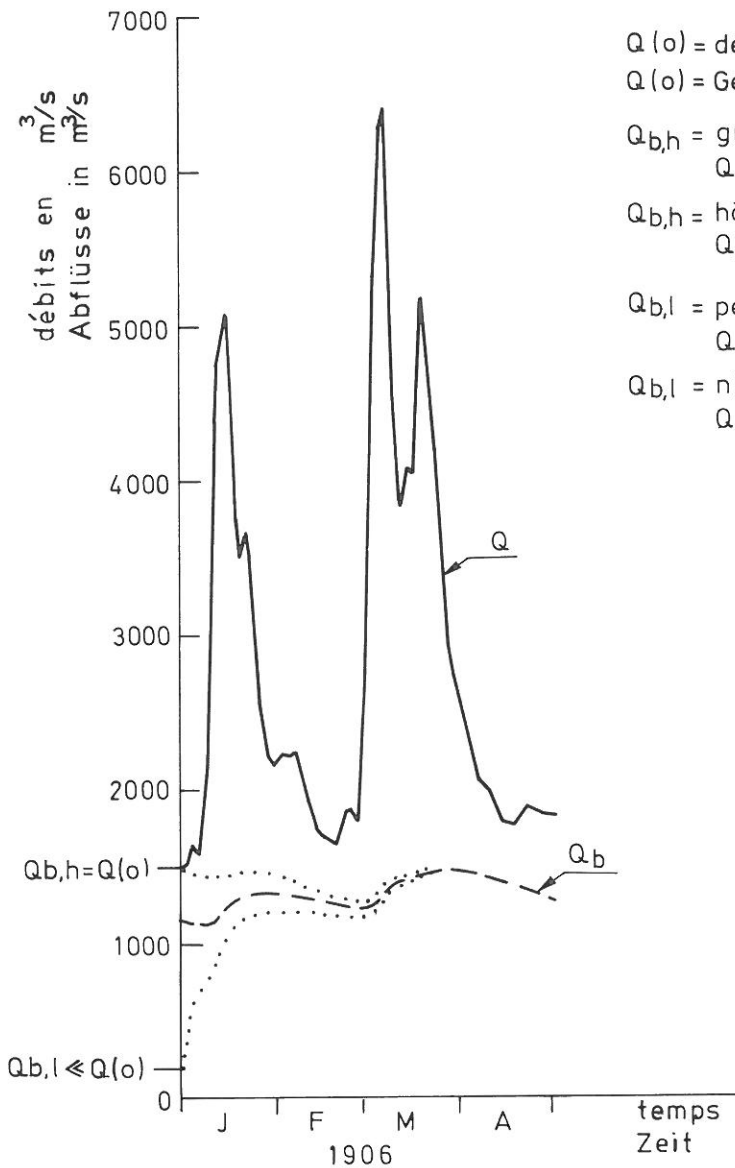
Weise eine Beziehung zwischen Q_b und α . Eine Bedingung ist, daß diese Basisabflüsse am Anfang und am Ende jeder Periode gleich sind (siehe Formel (3) und Abb. 9).

Die so gefundene Beziehung wendet man dann auf einen längeren Zeitraum an. Aufgrund der Resultate kann man sie nötigenfalls noch ändern. Die Resultate sind aufgrund folgender Kriterien zu beurteilen:

1. Die Basisabflußganglinie darf die Gesamtabflußganglinie unter normalen Bedingungen nicht schneiden (der Basisabfluß kann niemals größer als der Gesamtabfluß sein). Unter »normale Umstände« fallen keine Frostperioden, in denen eine feste Eisdecke auftritt, weil dann der Abflußprozeß anders funktioniert; solche Perioden kann man hierbei also außer Acht lassen.
2. In Trockenperioden muß sich die Basisabflußganglinie der Ganglinie des gesammten Abflusses nähern: der gesamte Abfluß ist dann Basisabfluß.

Aufmerksamkeit verdient noch der Zeitpunkt, zu dem die Auswertung beginnt. Man verfügt zunächst nicht über den Wert des Basisabflusses am Vortage. Wie sich aber gezeigt hat, ist nichts dagegen einzuwenden, wenn man hierfür eine nach Gutdünken vorgenommene Schätzung vornimmt und ausgehend davon mit der Bearbeitung beginnt. Es zeigt sich nämlich, daß sich der Rechenprozeß verhältnismäßig schnell in Richtung eines eindeutigen Verlaufs des Basisabflusses einpendelt. Eine Versuchsrechnung für den Rhein bei Lobith, die von zwei Extremen ausging, nämlich $Q_{b,l} = Q(o)$ und $Q_{b,h} \ll Q(o)$, führte nach zwei bis drei Monaten zum gleichen Wert von Q_b (siehe Abb. 10). Naturgemäß wählt man in der Praxis einen weniger extremen Anfangspunkt, wodurch der »richtige« Wert des Basisabflusses schon früher erreicht wird.

Mit Nachdruck sei nochmals darauf hingewiesen, daß die vorgeschlagene Methode weitgehend eine Schematisierung darstellt. Dies gilt insbesondere für die Annahme, daß α nach einer konstanten Beziehung nur von Q_b abhängt und T unter allen Umständen einen festen Wert haben soll. In Wirklichkeit gelten diese Annahmen nur innerhalb bestimmter Grenzen. Sicherlich werden im Laufe des Jahres Schwankungen auftreten. So wird im Sommer die Rezession der Grundwasserganglinie sowohl vom Abfluß als auch von der Verdunstung abhängen, im Winter dagegen ausschließlich vom Abfluß. Dadurch kann T im Winter einen größeren Wert annehmen als im Sommer. Auch kann eine einmal festgestellte Beziehung zwischen α und Q_b , sicherlich zu Beginn der Trockenwetterauslauflinie Abweichungen zeigen, und zwar aufgrund der Abhängigkeit von der



$Q(0)$ = débit total au moment $t=0$
 $Q(0)$ = Gesamtabfluß am Zeitpunkt $t=0$
 $Q_{b,h}$ = grande valeur initiale du débit de base
 $Q_{b,h} = Q(0)$
 $Q_{b,h}$ = höher Anfangswert des Basisabflusses
 $Q_{b,h} = Q(0)$
 $Q_{b,l}$ = petite valeur initiale du débit de base
 $Q_{b,l} \ll Q(0)$
 $Q_{b,l}$ = niedriger Anfangswert des Basisabflusses
 $Q_{b,l} \ll Q(0)$

fig. 10: Evolution de l'écoulement de base du Rhin à Lobith sur la base de différentes valeurs de départ.

Abb. 10: Basisabflußgang des Rheins bei Lobith aufgrund verschiedener Anfangswerte.

quelle mesure ces limitations sont gênantes.

Le chapitre 4, par. 4.2, commentera une application de la méthode sur l'évolution de l'écoulement du Rhin à Lobith.

Verdunstung. In der praktischen Anwendung der Methode muß sich zeigen, inwieweit diese Beschränkungen störend wirken. In Kapitel 4, Paragraph 4.2 wird die dargestellte Methode auf die Abflußganglinie des Rheins bei Lobith angewandt.

4. APPLICATION DE LA METHODE DÉCRITE AU BASSIN DU RHIN

4.1 L'eau souterraine dans le bassin du Rhin

Au moyen de la carte hydrogéologique tirée de la «Monographie du bassin du Rhin» [CHR/KHR, 1978], reprise ici dans une forme simplifiée dans l'annexe I, on peut constater qu'il y a en fait, dans le bassin du Rhin en amont de Lobith, trois sortes d'aquifères:

- dans les roches poreuses;
- dans des roches compactes fissurées, y compris des roches karstiques;
- incluant des nappes aquifères locales.

Dans le cas d'apport significatif d'eau souterraine, c'est la catégorie citée en premier lieu qui joue le rôle le plus important; d'après la carte, on voit que ces aquifères sont présents principalement dans les vallées et dans les basses plaines (la plaine du Rhin Supérieur et dans la plaine du Rhin Inférieur). Dans la partie du bassin fluvial en amont de Bâle, le sous-sol poreux est relativement peu important. Mais cependant, la production de l'écoulement de base dans le bassin en amont de Bâle est du même ordre de grandeur que celle de la partie du bassin qui est située en aval [CHR/KHR, 1978, p. 111]. Cela signifie que ces bassins donnent à peu près le même écoulement malgré l'inégalité de leurs quantités d'eaux souterraines. Le volume d'eau souterraine n'est notamment pas le facteur essentiel de l'écoulement souterrain, c'est à la vérité la dénivellation de la nappe, qui à son tour a une influence sur le volume, mais cependant de façon différente pour chaque région. Pour une comparaison des différents bassins régionaux, l'emmagasinement de l'eau n'est donc pas déterminant.

Le maintien de l'écoulement de base exige un remplissage continu du stock d'eau souterraine qui est effectué par la quantité de pluie et de neige fondue qui pénètre dans le sol. Dans les régions de hautes montagnes, la capacité de stockage dans le sol est assez faible. Ce fait est cependant compensé par une forte intensité de précipitation et, au cours des mois d'été, par un grand déstockage d'eau de fonte. Dans ces régions, l'eau s'écoulera pour une faible part souterrainement et pour une grande part par la surface, la couche supérieure du sol ou encore par le réservoir de stockage vers les vallées où une certaine partie s'infiltrera encore dans le sol (fig. 11).

Dans les régions plus élevées, l'eau qui s'est déjà précédemment infiltrée dans le sol trouvera sa voie d'écoulement à travers les parties relativement perméables, par exemple les fissures ou cassures. C'est seulement là que se constituera l'emmagasinement de l'eau souterraine. La durée de tarissement T qui se manifeste

4. ANWENDUNG DER BESCHRIEBENEN METHODE AUF DAS RHEINGEBIET

4.1 Das Grundwasser im Einzugsgebiet des Rheins

Anhand der hydrogeologischen Karte aus der Monographie des Rheingebietes [CHR/KHR, 1978], hier in einfacher Form aufgenommen als Beilage I, kann man feststellen, daß es im Einzugsgebiet des Rheins oberhalb von Lobith vorwiegend drei Arten von Grundwasservorkommen gibt:

- in porösem Untergrund;
- in gespaltenen, festen Gesteinsarten, u.a. in Kalkgestein;
- lokale Grundwasservorkommen.

Beim Zustandekommen eines bedeutenden Grundwasserabflusses spielt die erstgenannte Art die wichtigste Rolle; aus der Karte ist ersichtlich, daß diese Vorkommen vor allem in Flußtäälern und in den Tiefebene(n) (der oberrheinischen Tiefebene und der nieder-rheinischen Tiefebene) anzutreffen sind. Im Einzugsgebiet oberhalb von Basel ist das Gebiet mit porösem Untergrund relativ klein. Trotzdem liegt die Produktion des Basisabflusses im Gebiet oberhalb von Basel in der gleichen Größenordnung wie im unteren Einzugsgebiet [CHR/KHR, 1978, Seite 111]. Dies bedeutet, daß diese Gebiete trotz ihrer ungleichen Grundwassermengen fast den gleichen Basisabfluß ergeben. Die eigentliche Grundwassermenge ist nämlich nicht der entscheidende Faktor für den Grundwasserabfluß, sondern das Gefälle, das zwar mit der anfallenden Grundwassermenge verknüpft ist, wenn auch pro Gebiet auf verschiedene Weise. Beim Vergleich verschiedener Gebiete ist der Vorrat als solcher also nicht maßgebend.

Für die Aufrechterhaltung des Basisabflusses ist eine ständige Ergänzung der Grundwasserreserven erforderlich. Letzteres kommt durch den in den Boden eindringenden Teil des Regens und des Schmelzwassers zustande. In Gebirgsgegenden ist die Speicherkapazität des Bodens verhältnismäßig gering. Diese Tatsache wird jedoch durch eine hohe Niederschlagsintensität und in den Sommermonaten durch große Schmelzwassermengen kompensiert. In diesen Zonen wird das Wasser anfangs zu einem geringen Teil in das Grundwasser übergehen und größtenteils über die Oberfläche, die oberen Bodenschichten oder durch das Bergbecken zu Tale strömen, wo es dann teilweise noch in den Boden eindringt (Abb. 11).

Was bereits in den höher gelegenen Gebieten in den Boden eingedrungen ist, wird über relativ gut durchlässige Partien, z.B. Bruchflächen, seinen Weg ins Tal finden. Erst dort vollzieht sich die Bildung des Grundwasservorrats. Die örtlich geltende Abminderdauer T kann hier klein sein, aber infolge der stän-

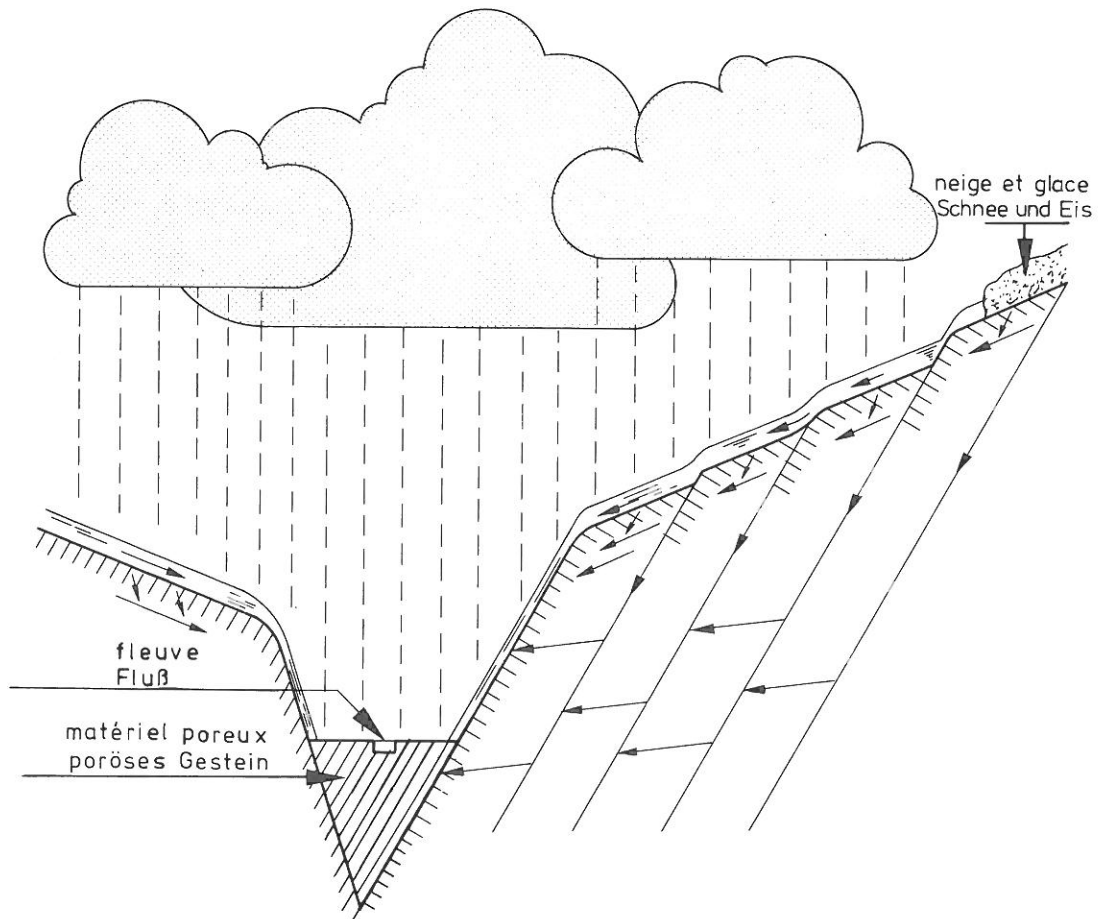


fig. 11: Formation de l'écoulement dans une vallée.

Abb. 11: Abflußbildung in einem Tal.

localement pourra être courte mais, par suite de l'apport continue d'eau, l'écoulement qui en résultera semblera dépendre d'un temps de tarissement plus long. Ce fait est illustré dans la fig. 12. La durée de tarissement locale est T mais la durée de tarissement générale devient T' en raison du remplissage continu.

digen Wasserzufuhr hat es den Anschein, als hänge der auftretende Abfluß mit einer längeren Abminderungsdauer zusammen. Dies wird in Abb. 12 gezeigt. Die örtliche Abminderungsdauer T wird durch laufende Ergänzung in die allgemeine Abminderungsdauer T' überführt.

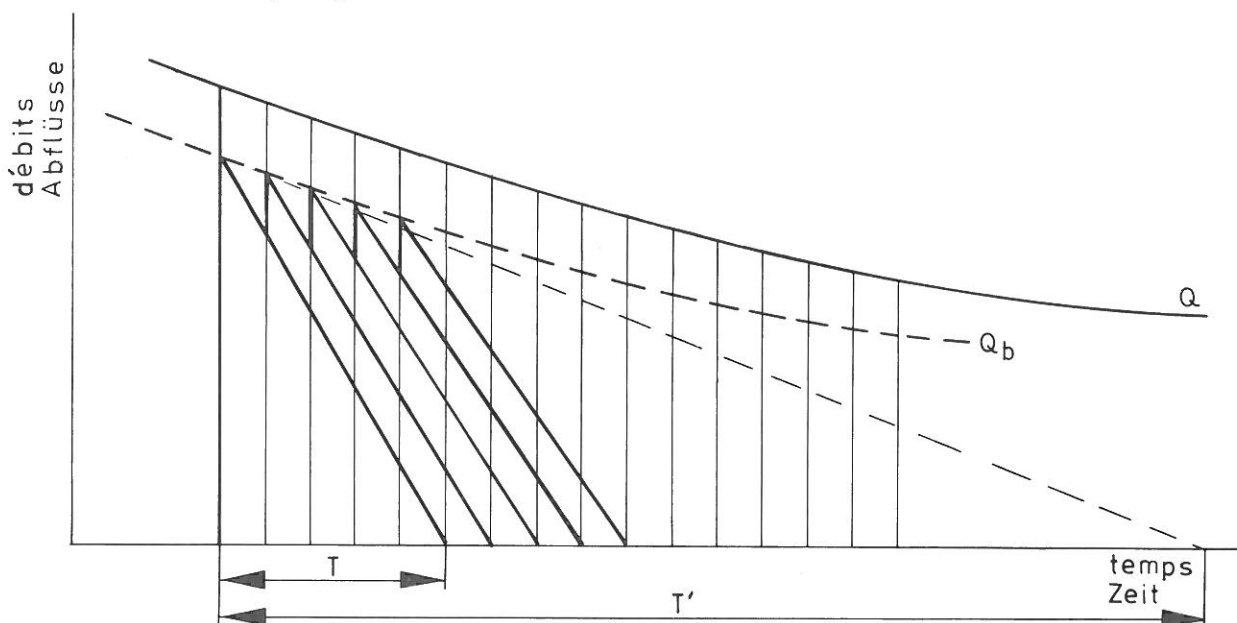


fig. 12: Durée de tarissement locale T et durée général de tarissement T' .

Abb. 12: Örtliche Abminderungsdauer T und allgemeine Abminderungsdauer T' .

Dans les grandes plaines basses des bassins du Rhin Supérieur et du Rhin Inférieur, la séparation des composants, écoulement de surface et écoulement de base, se fera dès le commencement du processus. La quantité de neige fondue n'a une certaine signification que pendant les mois d'hiver alors que les chutes de pluie sont moins importantes que dans les montagnes. La capacité de stockage dans le sol est considérablement plus grande, de sorte que la durée de tarissement locale T' est plus longue. Dans les régions de moyennes montagnes correspondant aux bassins du Neckar, du Main, de la Moselle et d'autres affluents, on rencontre une forme intermédiaire. Ces vallées sont plus larges que les vallées alpines. Par suite de précipitations plus faibles, le stockage d'eau souterraine sera inférieur à celui des vallées alpines, mais la capacité de stockage y est plus importante et, de ce fait, la durée de tarissement locale T' sera plus longue. Des études ont été faites par Toussaint [TOUSSAINT, 1981] sur la durée des tarissements dans la province de Hesse; cet auteur a trouvé des valeurs comprises entre 2 et 20 jours. Le résultat final donne une évolution qui accuse une durée de tarissement générale T' plus ou moins constante; elle constitue aussi une donnée utilisable pour l'analyse de l'écoulement, tant pour le bassin fluvial dans son ensemble, que pour les bassins partiels de celui-ci, comme par exemple le bassin en amont de Bâle.

Une remarque est encore à faire au sujet des lacs de la périphérie des Alpes. Ceux-ci contiennent en fait exclusivement des eaux superficielles; en raison de leur grande capacité de stockage, ils exercent une action fortement retardatrice et contribuent ainsi dans une large mesure à l'écoulement de base.

4.2 Exécution des calculs pour la période de 1901 à 1980 pour Lobith

En ce qui concerne le bassin fluvial du Rhin, les calculs de l'écoulement de base à Lobith ont été effectués conformément à la méthode décrite dans la chapitre 3 pour les années de 1901 à 1980. On en trouvera les résultats dans la partie B de ce rapport, qui présente les hydrogrammes annuels décomposés.

Pour la suite des calculs, il faut introduire les valeurs correspondant aux deux paramètres T et α . En ce qui concerne T , on a retenu la valeur fixe de 150 jours établie par Wemelsfelder [WEMELSFELDER, 1963] déjà mentionnée précédemment; quant à α , on a utilisé une relation avec Q_b représentée graphiquement dans la fig. 13.

Ce graphique a été tracé tout d'abord sur la base de la courbe d'évolution de l'écoulement au cours de l'année du 1er novembre 1969 au 31 octobre 1970, de la manière exposée dans le par. 3.2.

In den großen Tiefebene des oberrheinischen und niederrheinischen Gebietes wird die Aufteilung in die Komponenten Direktabfluß und Basisabfluß im allgemeinen schon zu Beginn des Prozesses stattfinden. Hier hat die Menge des geschmolzenen Schnees nur in den Wintermonaten eine Bedeutung, auch ist der Regenfall hier geringer als in den Bergen. Die Speicherung im Boden ist jedoch bedeutend größer und folglich auch die örtliche Abminderungsdauer T . Im Gebiet der Mittelgebirge mit Neckar, Main, Mosel und anderen Nebenflüssen, tritt eine Zwischenform auf, da diese Täler breiter sind als die Alpentäler. Zwar ist die Ergänzung des Grundwassers wegen des geringeren Niederschlags kleiner als in den Alpentälern, doch ist die Speicherkapazität größer, was auch für die örtliche Abminderungsdauer T gilt. Über die Größe der örtlichen Abminderungsdauer in Hessen wurden Studien von Toussaint [TOUSSAINT, 1981] durchgeführt, wobei Werte zwischen 2 und 20 Tagen ermittelt wurden. Das Endresultat zeigt ein Bild mit mehr oder weniger konstanter allgemeiner Abminderungsdauer T' was eine brauchbare Grundlage für die Abflußanalyse darstellt, und zwar sowohl für das Einzugsgebiet als Ganzes als auch für Teilgebiete, wie das Gebiet oberhalb von Basel.

Besondere Erwähnung verdienen noch die Alpenrandseen. Diese enthalten ausschließlich oberirdisches Wasser; wegen ihres großen Speichervermögens treten sie jedoch in starkem Maße verzögernd auf und liefern deshalb auch einen wesentlichen Beitrag zum Basisabfluß.

4.2 Ausführung der Berechnungen für die Periode 1901...1980 für Lobith

Für das Einzugsgebiet des Rheins sind die Berechnungen des Basisabflusses bei Lobith nach der in Kapitel 3 beschriebenen Methode für die Jahre 1901...1980 ausgeführt worden. Die Ergebnisse sind in Teil B dieses Berichtes enthalten.

Bei den Berechnungen müßten Werte für die beiden Parameter T und α eingeführt werden. Für T wurde der bereits genannte, von Wemelsfelder [WEMELSFELDER, 1963] festgestellte Wert von 150 Tagen zugrundegelegt; für α wurde von einer Verknüpfung mit Q_b ausgegangen, die in Abb. 13 graphisch wiedergegeben ist.

Dieses Diagramm wurde in erster Linie anhand der Abflußganglinie im hydrologischen Jahr 1. November 1969...31. Oktober 1970 aufgestellt, und zwar gemäß dem in Par. 3.2 beschriebenen Verfahren.

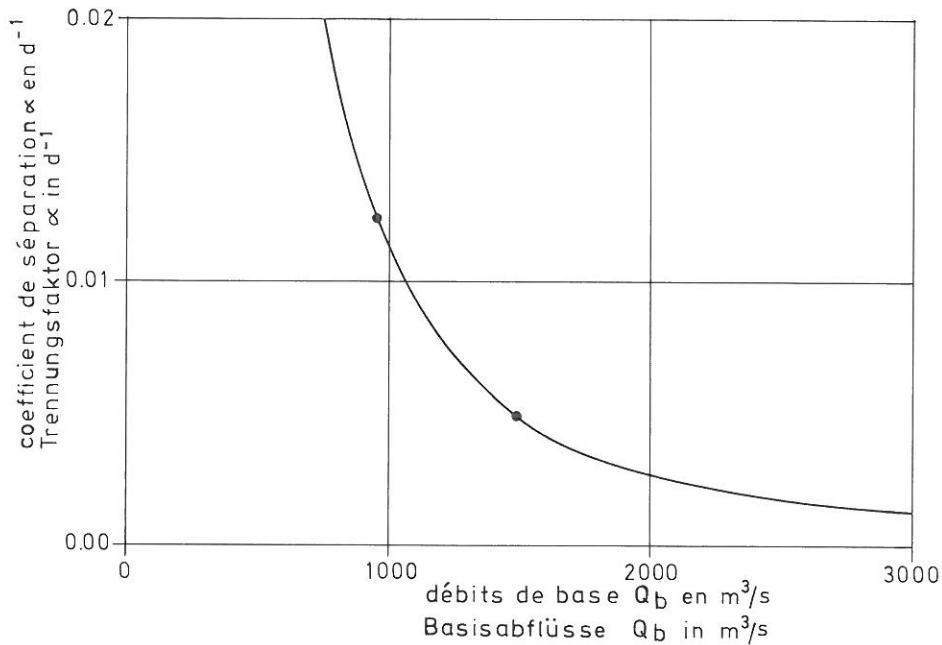


fig. 13: Relation entre le facteur de séparation α et l'écoulement de base Q_b pour Lobith.

Abb. 13: Beziehung zwischen Trennungsfaktor α und Basisabfluß Q_b für Lobith.

On trouvera dans la fig. 14a, la courbe d'évolution de l'écoulement correspondante ainsi que la courbe de l'écoulement de base; cette dernière est déterminée visuellement ici. La fig. 14b donne l'évolution des valeurs cumulées de Q et de Q_b . Pour la courbe, on a calculé deux points. Ils sont basés sur les périodes du 1er novembre 1969 au 20 janvier 1970 et du 1er février au 31 octobre 1970.

Abb. 14a zeigt die betreffende Abflußganglinie sowie die Basisabflußganglinie; letztere ist hier visuell ermittelt worden.

Abb. 14b zeigt den Verlauf der Summenkurve von Q und Q_b . Zwei Kurvenpunkte sind berechnet. Diese basieren auf den Perioden 1. November 1969...20. Januar 1970 und 1. Februar 1970...31. Oktober 1970.

Période 1

de la fig. 14b

1 novembre ... 20 janvier

$$V = 10 \times 10^9 \text{ m}^3$$

$$V_b = 6,5 \times 10^9 \text{ m}^3$$

$$\frac{V_b}{V_s = 3,5 \times 10^9 \text{ m}^3} - \left. \right\} \therefore p = \frac{V_s}{V_b} = 0,54$$

$$\alpha = \frac{1}{pT} = \frac{1}{0,54 \times 150} = 0,0124 \text{ d}^{-1}$$

de la fig. 14a

$$\bar{Q}_b = 950 \text{ m}^3/\text{s}$$

Periode 1

aus Abb. 14b:

1 November ... 20 Januar

$$V = 10 \times 10^9 \text{ m}^3$$

$$V_b = 6,5 \times 10^9 \text{ m}^3$$

$$\frac{V_b}{V_s = 3,5 \times 10^9 \text{ m}^3} - \left. \right\} \therefore p = \frac{V_s}{V_b} = 0,54$$

$$\alpha = \frac{1}{pT} = \frac{1}{0,54 \times 150} = 0,0124 \text{ d}^{-1}$$

aus Abb. 14a:

$$\bar{Q}_b = 950 \text{ m}^3/\text{s}$$

Période 2

de la fig. 14b

1 février...31 octobre

$$V = (94 - 12) \times 10^9 \text{ m}^3 = 82 \times 10^9 \text{ m}^3$$

$$V_b = (42 - 7) \times 10^9 \text{ m}^3 = 35 \times 10^9 \text{ m}^3$$

$$V_s = \frac{35 \times 10^9 \text{ m}^3}{47 \times 10^9 \text{ m}^3} - \left. \right\} \therefore$$

$$\therefore p = \frac{V_s}{V_b} = 1,34$$

$$\alpha = \frac{1}{pT} = \frac{1}{1,34 \times 150} = 0,0049 \text{ d}^{-1}$$

de la fig. 14a

$$\bar{Q}_b = 1500 \text{ m}^3/\text{s}$$

Periode 2

aus Abb. 14b:

1. Februar...31. Oktober

$$V = (94 - 12) \times 10^9 \text{ m}^3 = 82 \times 10^9 \text{ m}^3$$

$$V_b = (42 - 7) \times 10^9 \text{ m}^3 = 35 \times 10^9 \text{ m}^3$$

$$V_s = \frac{35 \times 10^9 \text{ m}^3}{47 \times 10^9 \text{ m}^3} - \left. \right\} \therefore$$

$$\therefore p = \frac{V_s}{V_b} = 1,34$$

$$\alpha = \frac{1}{pT} = \frac{1}{1,34 \times 150} = 0,0049 \text{ d}^{-1}$$

aus Abb. 14a:

$$\bar{Q}_b = 1500 \text{ m}^3/\text{s}$$

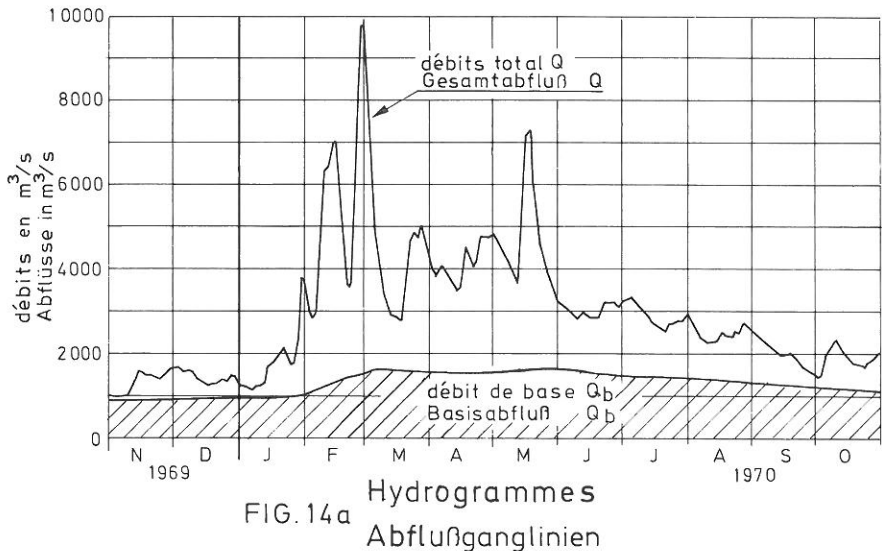


FIG. 14a Hydrogrammes
Abflußganglinien

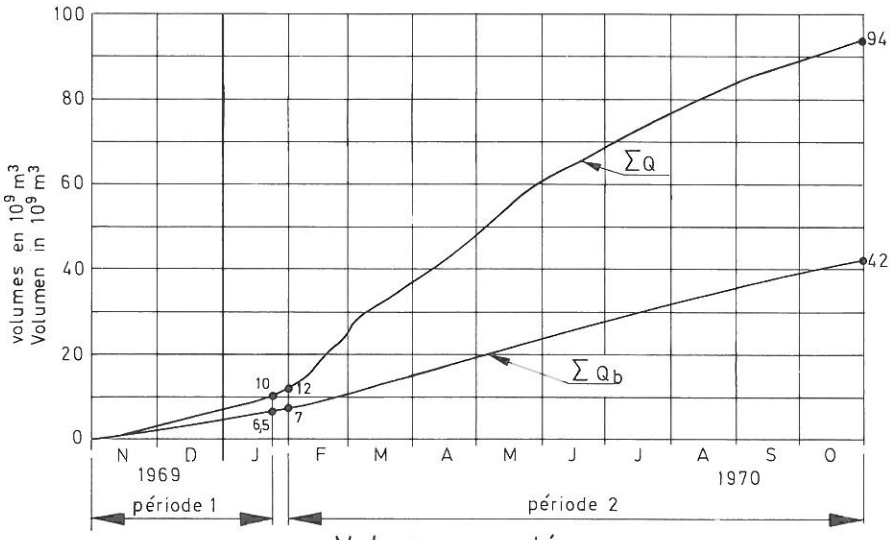


Fig. 14b Valeurs cumulées
Summenkurven

fig. 14: Lignes d'évolution de l'écoulement et débits cumulés du 1er novembre 1969 au 31 octobre 1970, pour le Rhin à Lobith.

Abb. 14: Abflußganglinien und Summenkurven des Abflusses 1. November 1969...31. Oktober 1970, Rhein bei Lobith.

Avec les deux points ainsi trouvés dans la fig. 13, on a tracé une courbe en partant d'une ligne asymptotique tant vers l'axe horizontal (α approche de 0 en cas de très grand écoulement de base) que vers l'axe vertical (si l'écoulement de base tend vers 0 et par conséquent l'écoulement de surface tend également vers 0, chaque goutte d'eau arrivée est immédiatement incorporée dans l'emmagasinement de base). Une telle courbe peut aisément être rendue approximativement par une fonction de la forme:

$$\alpha = A \times Q_b^{-n} \quad (13)$$

L'application de cette équation aux deux points trouvés donne les valeurs $A = 14005$ et $n = 2,0327$.

Par approximation, on obtient:

$$\alpha = 14000 \times Q_b^{-2,033} \quad (14)$$

Durch die beiden so gefundenen Punkte in Abb. 13 wurde ausgehend von einem asymptotischen Verlauf eine Kurve konstruiert. Dabei nähert sich die Kurve sowohl der horizontalen Achse (α geht gegen 0 bei sehr großem Basisabfluß) als auch der vertikalen Achse (ist der Basisabfluß = 0 und damit auch der Direktabfluß = 0, so wird jeder ankommende Wassertropfen sofort in den Basisvorrat eingebracht). Eine solche Kurve kann durch eine Funktion folgender Form gut beschrieben werden:

$$\alpha = A \times Q_b^{-n} \quad (13)$$

Anpassung an die beiden gefundenen Punkte liefert die Werte $A = 14005$ und $n = 2,0327$.

Näherungsweise gilt damit:

$$\alpha = 14000 \times Q_b^{-2,033} \quad (14)$$

La relation indique qu'une partie plus petite de la nouvelle précipitation effective sera emmagasinée à mesure que la quantité d'eau stockée sera plus grande. Cette relation ne doit être acceptée que comme étant provisoire, de prime abord. C'est seulement, après avoir effectué les calculs sur une série d'années, qu'on pourra valider ou invalider cette relation. On calcula ainsi toute la série de 1901 à 1980 à l'aide d'un programme d'ordinateur conçu à cet effet. La relation (14), illustrée par la fig. 13, prise en compte au départ, a semblé satisfaisante (par. 4.3); c'est la raison pour laquelle on a renoncé à effectuer des estimations plus poussées de α et donc considérer cette relation comme définitive.

On peut effectuer, avec une simple calculatrice, un calcul pour de courtes périodes; on trouvera un exemple de programme de calcul à cet effet dans l'annexe II.

Dans la formule (14), l'exposant est indiqué avec trois décimales. On a procédé de cette manière en raison de la grande variabilité de la valeur α comme on peut s'en rendre compte d'après le tableau suivant.

Q_b (m ³ /sec.)	Valeurs de α pour:		
	$n = 2,0$	$n = 2,03$	$n = 2,033$
500	0,056	0,0465	0,0456
950	0,0155	0,0126	0,0124
1000	0,0140	0,0114	0,0111
1500	0,0062	0,0050	0,0049
2000	0,0035	0,0028	0,0027

Le fait d'arrondir l'exposant à la valeur $n = 2$ entraîne visiblement des différences trop importantes.

4.3 Validité des résultats

Si l'on examine les lignes d'évolution calculées pour l'écoulement de base on s'aperçoit qu'elles reflètent en général une évolution satisfaisante. Dans un certain nombre de cas, il n'y a pas satisfaction au critère 1 prescrit dans le par. 3.2 (l'écoulement d'eau souterraine ne peut pas excéder l'écoulement total). Si l'on ne tient pas compte de quelques petites différences sans importance, cela concerne les périodes suivantes:

- février/mars 1909
- février 1929
- janvier 1940
- janvier 1942
- février 1947
- février 1954
- janvier 1963

A l'exception de la période de 1909, ces cas correspondent à la formation d'une couche de glace solide sur le Rhin. Comme cela a déjà été démontré dans par. 2.2., le processus d'écoulement ne fonctionne plus comme dans des conditions normales. Les six cas concernés

Die Beziehung gibt an, daß je größer die gespeicherte Wassermenge ist, ein desto kleinerer Teil des neuen effektiven Niederschlags gespeichert wird. Die Beziehung ist zunächst eine Näherung. Erst nach Durchrechnen einer langjährigen Reihe konnte festgestellt werden, ob diese Beziehung als definitiv gelten kann. Somit wurde die gesamte Reihe 1901...1980 mit Hilfe eines hierfür aufgestellten Computerprogramms berechnet. Dabei zeigte sich, daß die anfangs angenommene Beziehung von Abb. 13 bzw. Formel (14) sehr gut befriedigte (Par. 4.3), so daß auf weitere Berechnungen von α verzichtet und sein Wert als definitiv angenommen werden konnte.

Eine Berechnung über kürzere Zeiträume kann auch mit Hilfe eines einfachen Taschenrechners durchgeführt werden; ein Beispiel für ein diesbezügliches Rechenprogramm findet man in Anlage II.

In Formel (14) ist der Exponent n mit drei Dezimalen angegeben. Dies geschah wegen der großen Abhängigkeit des Wertes α von diesem Exponenten, wie aus nachstehender Tabelle ersichtlich ist.

Q_b (m ³ /s)	Wert von α für:		
	$n = 2,0$	$n = 2,03$	$n = 2,033$
500	0,056	0,0465	0,0456
950	0,0155	0,0126	0,0124
1000	0,0140	0,0114	0,0111
1500	0,0062	0,0050	0,0049
2000	0,0035	0,0028	0,0027

Die Abrundung des Exponenten auf den Wert $n = 2$ hat offensichtlich zu große Abweichungen zur Folge.

4.3 Beurteilung der Resultate

Betrachtet man die berechneten Abflußganglinien für den Basisabfluß, so konstatiert man im allgemeinen einen befriedigenden Verlauf. In einigen Fällen wird jedoch dem in Par. 3.2 aufgestellten Kriterium 1 (der Basiswasserabfluß darf den Gesamtabfluß nicht übersteigen) nicht entsprochen. Von unbedeutenden Abweichungen abgesehen, betrifft dies die folgenden Perioden:

- Februar/März 1909
- Februar 1929
- Januar 1940
- Januar 1942
- Februar 1947
- Februar 1954
- Januar 1963

Mit Ausnahme von 1909 fallen diese abweichenden Fälle mit einer festen Eisdecke des Rheins zeitlich zusammen. Wie bereits in Par. 2.2 dargelegt, funktioniert der Abflußprozeß dann nicht wie unter den normalen Umständen. Die betreffenden 6 Fälle bilden also keinen

ne constituent donc pas une raison pour rejeter la méthode. On peut résoudre de deux façons la question de savoir comment fonctionnera le processus d'embâcle:

1. Il n'est pas intéressant de rechercher quelle est la situation en ce qui concerne la composition de l'écoulement pendant la couverture par la glace. Sur l'écoulement pris comme un tout, seule une partie se trouve provisoirement retenue; la lame écoulee se produit après la rupture de la couche de glace dans sa composition initiale. Cela incite à reprendre la ligne d'évolution de l'écoulement de base interrompue lors de la prise de la glace, après la rupture de celle-ci. On peut alors continuer le calcul de la manière habituelle, même pour la période de glace solide.
2. Un autre raisonnement est le suivant: dès que les lignes d'évolution de Q et de Q_b se recoupent, l'égalité $Q = Q_b$ s'applique par définition. Une fois que l'écoulement a atteint son minimum, il augmente assez brusquement (le phénomène d'écoulement s'adapte alors à la nouvelle situation), ce qui se produit dès que la couche de la glace se brise. Dans les deux cas, on peut, en raison du caractère soudain de l'évènement, considérer l'augmentation de débit comme dû à un écoulement superficiel. On peut en tenir compte dans le calcul en assimilant l'écoulement de base au moment du débit minimum à l'écoulement total; ainsi l'écoulement résultant de la débâcle est l'écoulement superficiel. On poursuit alors les calculs de la manière habituelle. La ligne d'évolution de l'écoulement de base en arrivera assez rapidement à correspondre à celle qui a été trouvée en suivant le premier raisonnement. Dans le cas extrême, celui de février 1929, la période d'adaptation a duré 3 mois comme il apparaît dans la fig. 15.

Grund zur Ablehnung der Methode. Die Frage, wie der Abflußprozeß dann wohl funktioniere, kann man auf zweierlei Weise beantworten:

1. Es ist grundsätzlich ohne Belang, wie sich der Abfluß bei Eisbesetzung zusammensetzt. Vom Gesamtabfluß wird dann ein Teil vorübergehend zurückgehalten; dieser kommt nach Ablösung der Eisdecke wie ursprünglich zum Abfluß. Dies spricht dafür, die bei Festsetzung des Eises unterbrochene Abflußganglinie des Basisabflusses nach dem Freiwerden des Eises einfach wieder fortzusetzen. Die eigentliche Berechnung kann man hier in üblicher Weise fortsetzen, auch während der Periode mit festem Eis.
2. Eine andere Argumentation ist die folgende: sobald die Abflußganglinien von Q und Q_b einander schneiden, gilt definitionsgemäß $Q = Q_b$. Nachdem der Abfluß ein Minimum erreicht hat, nimmt er abrupt wieder zu (das Abflußgeschehen ist dann der neuen Situation angepaßt), was abermals geschieht, nachdem die Eisdecke freigeworden ist. In beiden Fällen kann man wegen des verhältnismäßig plötzlichen Charakters dieser Erscheinung die Abflußzunahme als oberirdischen Abfluß bezeichnen. Dies kann man in der Berechnung dadurch zum Ausdruck bringen, daß man im Zeitpunkt des minimalen Abflusses den Basisabfluß dem Gesamtabfluß gleichsetzt; was anschließend hinzukommt, ist oberirdischer Abfluß. Man führt dann die Berechnung in der angegebenen Weise durch. Die Basisabflußganglinie wird verhältnismäßig schnell mit der nach der ersten Argumentation gefundenen Kurve zusammenfallen. In dem eklatantesten Fall vom Februar 1929, dauerte die Anpassung 3 Monate, wie aus Abb. 15 ersichtlich.

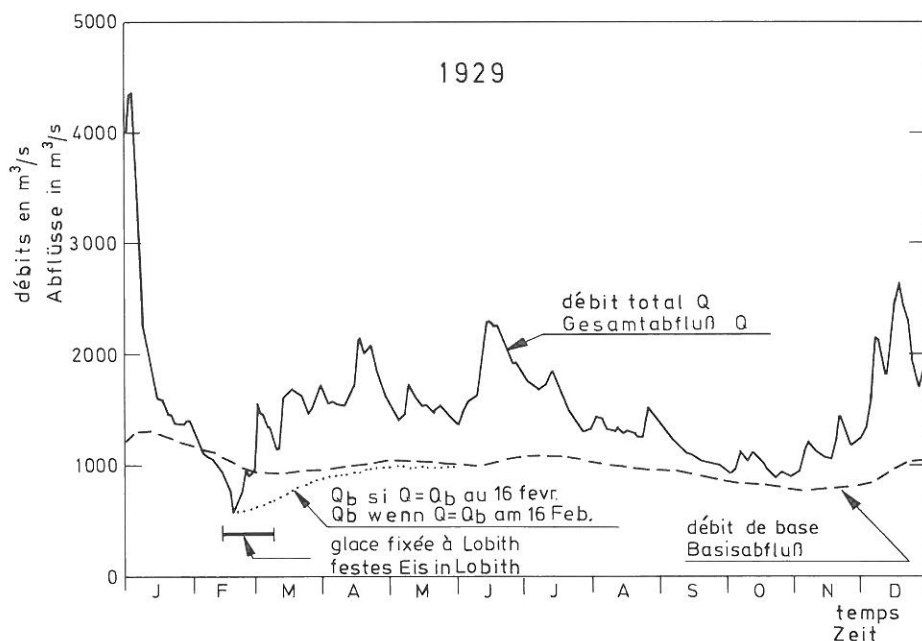


fig. 15: Lignes d'évolution de l'écoulement à Lobith pour 1929.

Abb. 15: Abflußganglinien, Lobith 1929.

Nous attirons de nouveau l'attention sur le fait que le choix entre l'une ou l'autre des méthodes dépend du sens que l'on donne aux différences de signification et de dénomination plutôt que de ce qui se passe réellement, à savoir que l'écoulement, dans son ensemble, sera provisoirement ralenti. Si l'on pousse le raisonnement dans le détail, on en arrive en définitive à effectuer une analyse absolument nouvelle qui s'écarte de l'analyse initiale en écoulement de base et écoulement de surface. Etant donné, en particulier, que le deuxième raisonnement conditionne l'existence des définitions appliquées aux différents composants de l'écoulement. Il en résulte que celui-ci n'est pas spécialement approprié pour la description d'un phénomène naturel. Il y a donc lieu de donner la préférence au premier.

Dans un cas, celui de février/mars 1909, il n'a pas été possible de trouver une explication satisfaisante à la persistance apparente d'un écoulement de base d'une valeur supérieure à celle de l'écoulement total. Dans ce cas, il n'était pas question d'embâcle. Par ailleurs, pour diminuer l'écoulement de base au-dessous de l'écoulement total, il aurait fallu réduire le coefficient α de l'écoulement de base d'environ 1000 m³/seconde, soit à peu près 30%, comme l'a démontré un calcul d'orientation. Cela aurait provoqué une évolution invraisemblablement basse de la courbe d'écoulement de base, ce qui, dans de nombreux cas, ne satisferait pas au critère No 2 du par. 3.2 (rapprochement mutuel des deux lignes d'évolution en période de sécheresse). Il n'est donc pas encore possible, même maintenant, de retracer les causes de cette différence pour 1909. Peut-être la forme exceptionnellement aigüe de l'hydrogramme de fonte et, par conséquent, le caractère dynamique de la crue de février 1909 ont-ils eu pour conséquence une augmentation de la réserve de base, différente de celle proposée par le calcul. Il est enfin peu probable que des influences à des interventions techniques ultérieures, telles que la création de bassins de retenue en Suisse aient eu des conséquences sur les écoulements. En effet la capacité de stockage ainsi obtenue est trop faible. De plus, si les travaux avaient eu de l'influence, les différences n'auraient pu être limitées à ce cas accidentel. C'est sur la base de ces considérations que nous avons fait une exception en matière de conclusion.

En regard de cette différence, il existe un grand nombre de cas pour lesquels la jonction entre l'écoulement de base Q_b et l'écoulement de tarissement total Q est correcte, même lors des années anciennes. Il s'agit des périodes suivantes:

– septembre/octobre	1906
– octobre	1907
– novembre	1908
– novembre	1920 (après le niveau exceptionnellenent haut en janvier)

Nochmals sei darauf hingewiesen, daß die Auswahl einer der beiden Methoden eher aus den verschiedenen Symbolen und Benennungen erfolgt, als aus dem, was tatsächlich stattfindet, nämlich daß der Abfluß als Ganzes vorübergehend verzögert wird. Durch Eingehen auf die Details führt man eigentlich eine völlig neue Analyse durch, die von der ursprünglichen Aufteilung in Basisabfluß und Direktabfluß abweicht. Da insbesondere die zweite Argumentation mit den benutzten Definition für die verschiedenen Abflußkomponenten steht und fällt, ist sie für die Beschreibung eines Naturvorganges nicht geeignet. Daher verdient die erstere den Vorzug.

Für das Ereignis vom Februar/März 1909 konnte keine Erklärung für das scheinbare Beharren des Basisabflusses auf einem höheren Wert als dem des Gesamtabflusses gefunden werden. In diesem Fall gab es keine Eisbesetzung. Um den Basisabfluß unter den Gesamtwert zu bringen, müsste der Koeffizient α bei Basisabflüssen von rund 1000 m³/s um ungefähr 30% reduziert werden. Dies würde aber, wie eine Näherungsrechnung gezeigt hat, zu einem unwahrscheinlich niedrigen Verlauf der Basisabflußganglinie führen, was in vielen Fällen dem Kriterium 2 aus Par. 3.2 (gegenseitige Annäherung der beiden Abflußganglinien in Trockenperioden) nicht mehr entspräche. Es ist nicht möglich, die Ursachen dieser Abweichung für 1909 heute noch aufzuklären. Vielleicht hat die ungewöhnlich spitze Form, und also der stark dynamische Charakter der Hochwasserwelle von Februar 1909 dazu geführt, daß der Basisvorrat nicht in dem Maße zunehmen konnte, wie hier berechnet. Es ist unwahrscheinlich, daß spätere technische Eingriffe, wie die Anlage von Staubecken in der Schweiz, von Einfluß gewesen sind; die dadurch gebildete Speicherkapazität ist nämlich zu klein. Wenn die Bauwerke doch einen Einfluß gehabt haben sollten, so wären über die dies Abweichungen nicht auf einen Einzelfall beschränkt geblieben. Aufgrund dieser Erwägungen wird diese Ausnahme schließlich als solche akzeptiert.

Dieser Abweichung steht eine große Zahl von Fällen gegenüber, in denen der Anschluß des Basisabflusses Q_b an den rückläufigen Gesamtabfluß Q besonders gut verläuft, auch in etwas weiter zurückliegenden Zeiten. Hingewiesen sei auf die Perioden:

– September/Oktober	1906
– Oktober	1907
– November	1908
– November	1920 (nach dem außergewöhnlichen Hochwasser im Januar)

– mars et octobre	1921	(1921 à été une des années les plus sèches)	– März und Oktober	1921	(1921 war eines der trockensten Jahre)
– décembre	1924		– Dezember	1924	
– octobre	1926	(après le plus haut niveau connu en janvier)	– Oktober	1926	(nach dem höchsten bekannten Hochwasserstand im Januar)
– mars	1930		– März	1930	
– février	1932		– Februar	1932	
– septembre et décembre	1933		– September und Dezember	1933	
– septembre et novembre	1943		– September und November	1943	
– septembre, octobre et novembre	1947	(une année sèche)	– September, Oktober und November	1947	(ein trockenes Jahr)
– octobre	1948		– Oktober	1948	
– juin...octobre	1949	(une année sèche)	– Juni...Oktober	1949	(ein trockenes Jahr)
– octobre	1951		– Oktober	1951	
– août	1952		– August	1952	
– septembre...décembre	1953		– September...Dezember	1953	
– novembre	1955		– November	1955	
– décembre	1957		– Dezember	1957	
– septembre et octobre	1959	(une année sèche)	– September und Oktober	1959	(ein trockenes Jahr)
– octobre	1961		– Oktober	1961	
– octobre et novembre	1962		– Oktober und November	1962	
– janvier et juillet	1964	(une année sèche)	– Januar und Juli	1964	(ein trockenes Jahr)
– octobre	1969		– Oktober	1969	
– octobre et novembre	1971		– Oktober und November	1971	
– octobre	1972		– Oktober	1972	
– janvier	1973		– Januar	1973	
– novembre	1975		– November	1975	
– juillet et août	1976	(la plus récente année sèche connue)	– Juli und August	1976	(das bekannte Trockenjahr jüngsten Datums)
– novembre	1978		– November	1978	

Il y a lieu d'indiquer aussi un grand nombre d'exemples dont la jonction était imminente, avant que des précipitations, n'augmentent l'écoulement et empêchent la coïncidence de l'écoulement de base avec l'écoulement total.

En résumé, on peut dire que les résultats obtenus justifient la confiance dans la méthode d'analyse exposée et que les paramètres utilisés à cet effet décrivent assez bien le processus d'écoulement dans des conditions d'écoulements, exemptes d'embâcles qu'ils ne peuvent être considérés comme insuffisants que dans des cas tout à fait exceptionnels.

4.4 Observations complémentaires

Dans le paragraphe précédent, nous avons commenté l'application de la méthode d'analyse des écoulements du Rhin à Lobith. Les considérations qui ont été

Daneben läßt sich eine große Zahl von Beispielen anführen, in denen der Anschluß bevorstand, als der Abfluß durch Niederschlag zunahm, wodurch aber das Zusammenfallen des Basisabflusses mit dem Gesamt-abfluß verhindert wurde.

Zusammenfassend rechtfertigen die Ergebnisse das Vertrauen, daß die beschriebene Analysemethode und die dabei benutzten Parameter den Abflußprozeß unter eisfreien Bedingungen gut beschreiben und daß sie sich nur in seltenen Ausnahmefällen als unzureichend erweisen.

4.4 Ergänzende Bemerkungen

Der vorige Paragraph behandelte die Anwendung der beschriebenen Analysemethode auf den Abfluß des Rheins bei Lobith. Die der Methode zugrundeliegen-

à l'origine de cette méthode sont d'un caractère plus universel; elles devraient permettre, en fait, son application à tout fleuve, à condition d'utiliser les valeurs adéquates des paramètres.

Dans la «Monographie Hydrologique du Rhin», on trouvera l'évolution de l'écoulement de base pour les bassins partiels de l'ensemble du bassin du Rhin en amont et en aval de Bâle pour la période du 1er novembre 1969 au 31 octobre 1970 [CHR/KHR, 1978, pp. 181 et 184]. En ce qui concerne le bassin en amont de Bâle, nous avons retenu pour les paramètres les valeurs suivantes:

$$\begin{aligned} T &= 150 \text{ jours} \\ \alpha &= A \cdot Q_b^{-n} \text{ (formule (13))} \\ &\text{dans laquelle} \\ A &= 7682 \\ n &= 2,143. \end{aligned}$$

L'évolution en aval de Bâle a été obtenue par dérivation de la différence entre les valeurs d'écoulement pour la totalité du bassin fluvial et celles qui concernent le bassin supérieur du fleuve. Il apparaît que, même dans ce cas, il en résulte une évolution très satisfaisante.

den Erwägungen sind jedoch universellerer Art; die Methode liesse sich tatsächlich auf jeden Wasserlauf anwenden, soweit man die richtigen Werte für die Parameter ermittelt.

In der bereits genannten Monographie wird auch der Verlauf des Basisabflusses für die Teilgebiete des Rheingebietes oberhalb und unterhalb von Basel für die Periode 1. November 1969...31. Oktober 1970 gegeben [CHR/KHR, 1978, Seite 181 und Seite 184]. Bezüglich des Gebietes oberhalb von Basel wurden für die Parameter folgende Werte zugrundegelegt:

$$\begin{aligned} T &= 150 \text{ Tage} \\ \alpha &= A \cdot Q_b^{-n} \text{ (Formel (13))}, \\ &\text{worin } A = 7682 \\ n &= 2,143. \end{aligned}$$

Die Abflußganglinie unterhalb von Basel wurde aus der Differenz zwischen den Abflußwerten für das gesamte Einzugsgebiet und den für das Gebiet des Oberlaufs geltenden Werten abgeleitet. Wie sich zeigt, ergibt sich auch für diesen Fall ein sehr befriedigendes Resultat.

5. LA MÉTHODE DÉCRITE PRISE COMME POINT DE DÉPART POUR DES APPLICATIONS ULTÉRIEURES

Dans ce chapitre seront commentées certaines possibilités d'application pratique offertes par la méthode d'analyse décrite précédemment. Elles concernent les sujets suivants:

- les prévisions d'écoulement de base sur plusieurs mois (par. 5.1),
- les prévisions d'écoulement sur plusieurs jours (par. 5.2),
- l'établissement des bilans hydriques (par. 5.3),
- la génération de séries de débits possibles (par. 5.4).

Les trois derniers de ces sujets n'ont pas encore été élaborés dans le détail; en conséquence, les sujets traités dans les par. 5.2 à 5.4 doivent être considérés essentiellement comme des recommandations.

5.1 Prévisions d'écoulement de base sur plusieurs mois

Ces prévisions sont particulièrement intéressantes pour les prévisions de basses eaux; les prévisions de hautes eaux (ou crues) dépendent trop fortement de la quantité des précipitations antérieures pour qu'il soit possible d'émettre des prévisions opérationnelles pour un temps relativement long. La situation est tout autre

5. WEITERE ANWENDUNGEN DER BESCHRIEBENE METHODE

In diesem Kapitel werden einige praktische Anwendungen besprochen, wie sie aus der oben beschriebenen Analyseverfahren folgen. Dabei handelt es sich um folgende Themen:

- Vorhersage des Basisabflusses über mehrere Monate (Par. 5.1)
- Abflußvorhersage über einige Tage (Par. 5.2)
- Aufstellung von Wasserbilanzen (Par. 5.3)
- Entwickeln von möglichen Abflußreihen (Par. 5.4)

Von diesen Anwendungen sind die letzten drei noch nicht im Einzelnen ausgearbeitet; das in Par. 5.2...5.4 Besprochene ist daher in erster Linie als Empfehlung zu werten.

5.1 Vorhersage des Basisabflusses über mehrere Monate

Dies ist vor allem für Niedrigwasservorhersagen wichtig; Hochwasservorhersagen sind zu stark von der unmittelbar vorher gefallen Niederschlagsmenge abhängig, als daß sich diesbezügliche Vorhersagen mit einiger Sicherheit über längere Zeiträume machen lassen. Bei Niedrigwasser liegen die Dinge anders: die nie-

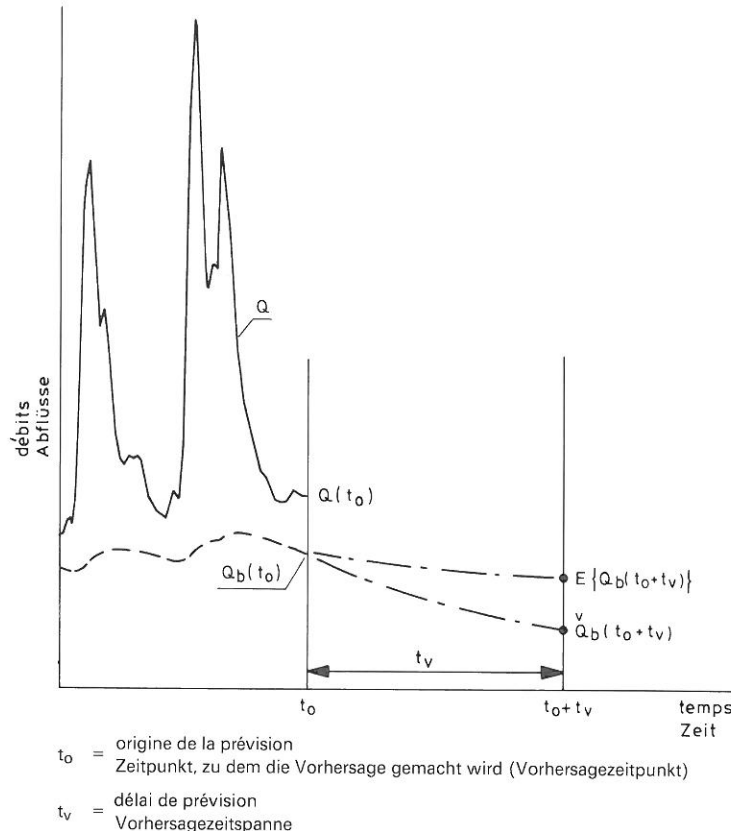


fig. 16: Prévisions d'écoulement de base sur plusieurs mois.

Abb. 16: Vorhersage des Basisabflusses über mehrere Monate.

en ce qui concerne les basses eaux: les débits les plus faibles qui se produisent à un moment donné dépendent de l'écoulement de base; celui-ci constitue en fait la limite inférieure du débit possible.

La fig. 16 comporte les grandeurs suivantes:

1. L'écoulement de base connu $Q_b(t_0)$ à l'époque t_0 de la prévision,
2. L'écoulement de base t_v mois plus tard en absence de précipitation, qui d'après la formule (1) correspond à:

$$\check{Q}_b(t_0 + t_v) = Q_b(t_0) \times e^{-\frac{t_v}{T}} \quad (15)$$

3. La valeur la plus probable ou la valeur espérée (ou d'attente) de l'écoulement de base t_v mois plus tard est exprimée par $E\{Q_b(t_0 + t_v)\}$

Il est évident que la valeur espérée $E\{Q_b(t_0 + t_v)\}$ sera plus élevée que la valeur minimale $\check{Q}_b(t_0 + t_v)$. Il y aura lieu de considérer une valeur extrêmement basse, mais néanmoins réelle de $Q_b(t_0 + t_v)$ et considérablement supérieure à la valeur minimale, du fait qu'une période sans précipitation digne d'être mentionnée sur un grand bassin fluvial a une très faible occurrence. Aussi est-il préférable de conserver comme minimum admissible une valeur qui sera dépassée dans 90 ou 95% des cas. Pour déterminer une telle valeur, il est nécessaire d'étudier la répartition fréquentielle de $Q_b(t_0 + t_v)$: cette répartition sera fonction de la valeur initiale $Q_b(t_0)$.

Les relations entre $Q_b(t_0)$ et $Q_b(t_0 + t_v)$ ont été étudiées pour le Rhin à Lobith dans les cas suivants:

$t_0 = 1$ mars;	$t_v = 1..6$ mois
$t_0 = 1$ avril;	$t_v = 1..5$ mois
$t_0 = 1$ mai;	$t_v = 1..4$ mois
$t_0 = 1$ juin;	$t_v = 1..3$ mois
$t_0 = 1$ juillet;	$t_v = 1$ et 2 mois
$t_0 = 1$ août;	$t_v = 1$ mois

A l'aide des écoulements de base calculés sur les années 1901...1975, on a estimé pour chacun des 21 cas, une régression linéaire à partir de l'équation:

$$E\{Q_b(t_0 + t_v)\} = A_0 + A_1 Q_b(t_0) \quad (16)$$

Les prévisions à effectuer avec les résultats de la présente étude sont très importantes pour l'économie hydrologique des Pays-Bas, en particulier en raison du régime des eaux et de la constitution des stocks de l'IJsselmeer.

On trouvera dans la fig. 17 à titre d'exemples les valeurs de $Q_b(t_0 + t_v)$ au 1er juillet opposées aux va-

drigsten Abflüsse, die in einem bestimmten Zeitpunkt auftreten, hängen mit dem Basisabfluß zusammen; dieser bildet die untere Grenze des möglichen Abflusses.

In Abb. 16 kommen folgende Größen vor:

1. der bekannte Basisabfluß $Q_b(t_0)$ im Zeitpunkt t_0 der Vorhersage
2. der Basisabfluß t_v Monate später bei Ausbleiben von Niederschlag, der gemäß (1) folgendem Ausdruck entspricht:

$$\check{Q}_b(t_0 + t_v) = Q_b(t_0) \times e^{-\frac{t_v}{T}} \quad (15)$$

3. Der wahrscheinlichste Wert oder Erwartungswert des Basisabflusses t_v Monate später, hier mit $E\{Q_b(t_0 + t_v)\}$ bezeichnet.

Es ist einzusehen, daß der Erwartungswert $E\{Q_b(t_0 + t_v)\}$ höher liegen wird, als der Mindestwert $\check{Q}_b(t_0 + t_v)$. Es wird jedoch auch ein äußerst niedriger, aber noch realer Wert von $Q_b(t_0 + t_v)$ noch wesentlich über dem Mindestwert liegen, weil eine Periode ohne nennenswerten Niederschlag in einem großen Einzugsgebiet recht unwahrscheinlich ist. Es empfiehlt sich daher, als Arbeitsminimum einen Wert anzusetzen, der beispielsweise mit 90 oder 95%iger Wahrscheinlichkeit überschritten wird. Um einen solchen Wert bestimmen zu können, muß die Häufigkeitsverteilung von $Q_b(t_0 + t_v)$ untersucht werden; diese hängt vom Ausgangswert $Q_b(t_0)$ ab.

Die Beziehungen zwischen $Q_b(t_0)$ und $Q_b(t_0 + t_v)$ wurden für den Rhein bei Lobith für folgende Fälle untersucht:

$t_0 = 1$ März	$t_v = 1..6$ Monate
$t_0 = 1$ April	$t_v = 1..5$ Monate
$t_0 = 1$ Mai	$t_v = 1..4$ Monate
$t_0 = 1$ Juni	$t_v = 1..3$ Monate
$t_0 = 1$ Juli	$t_v = 1$ und 2 Monate
$t_0 = 1$ August	$t_v = 1$ Monat

Mit Hilfe der berechneten Basisabflüsse für den Zeitraum 1901...1975 wurde für jeden der insgesamt 21 Fälle eine lineare Regressionskurve der Gleichung

$$E\{Q_b(t_0 + t_v)\} = A_0 + A_1 Q_b(t_0) \quad (16)$$

berechnet.

Die mit den Ergebnissen dieser Untersuchung auszuführenden Vorhersagen sind von großer Bedeutung für den Wasserhaushalt der Niederlande, insbesondere im Hinblick auf die wasserwirtschaftlichen Maßnahmen zur Vorratsbildung im IJsselmeer.

Als Beispiel findet man in Abb. 17 die Werte von $Q_b(t_0 + t_v)$ am 1. Juli aufgetragen über den Werten

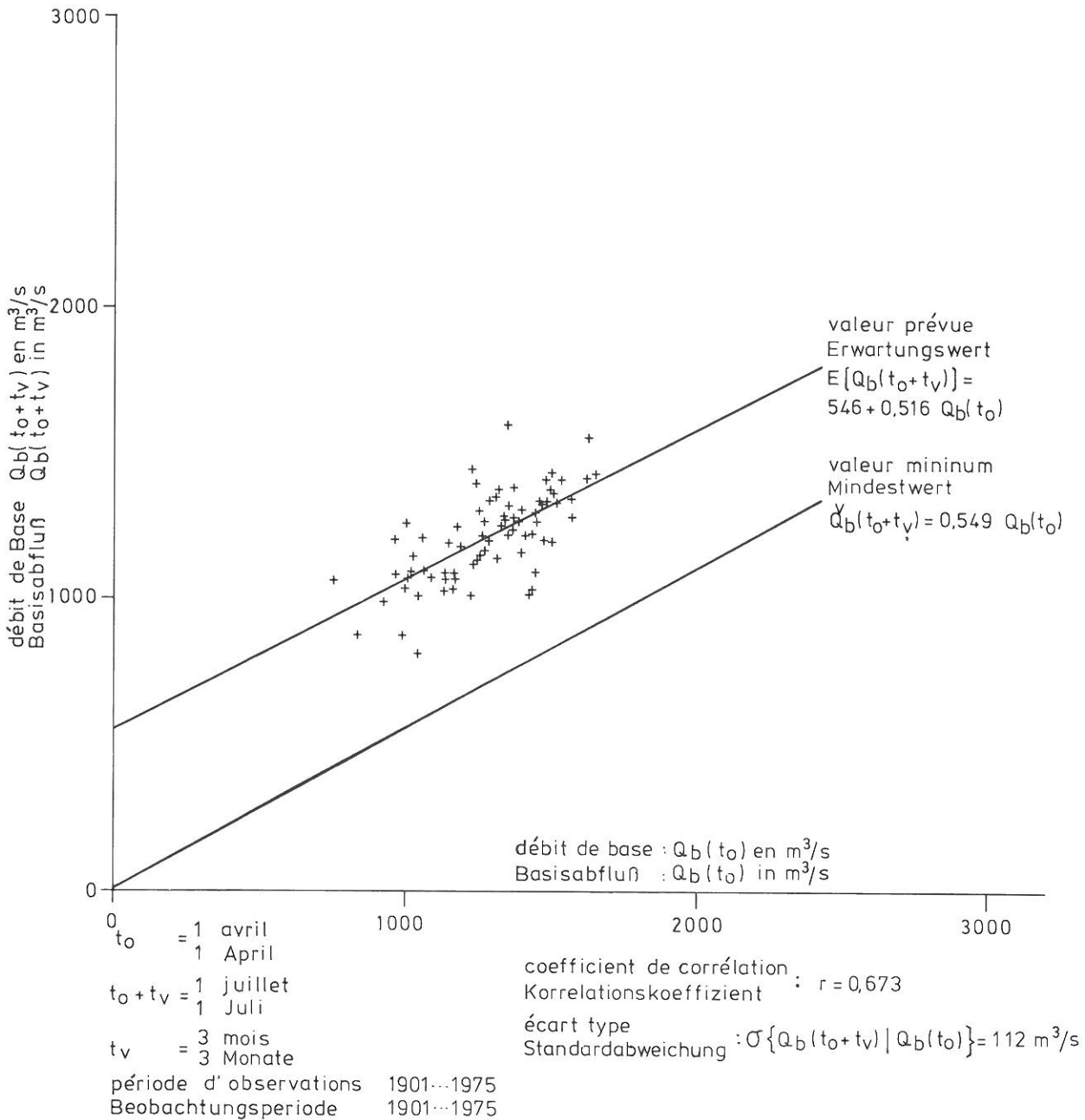


fig. 17: Comparaison des écoulements de base à Lobith au 1er avril et au 1er juillet.

Abb. 17: Vergleich der Basisabflüsse vom 1. April und vom 1. Juli in Lobith.

leurs $Q_b(t_0)$ au 1er avril ($t_v = 3$ mois). On remarquera une large dispersion des points, mais la régression montre que les valeurs au 1er juillet sont liées de façon significative à celles du 1er avril. La pente A_1 de la droite est de 0,516. La figure comporte aussi le tracé de la droite, correspondant à l'évolution des valeurs minimales possibles $Q_b(t_0 + t_v)$. Ces valeurs sont conformes à la formule (15).

Dans ce cas, on peut substituer:
 $t_v = 3$ mois (1er avril...1er juillet)
 $T = 5$ mois

$Q_b(t_0)$ am 1. April ($t_v = 3$ Monate).

Man erkennt aus dieser Abbildung eine große Streuung der Punkte, doch deutet der Verlauf der Regressionskurve darauf hin, daß die Werte am 1. Juli dennoch im gewissen Grade abhängig sind von denen des 1. Aprils. Der Richtungskoeffizient A_1 der Kurve beträgt 0,516. In das Diagramm ist ferner die Gerade eingezeichnet, die den Verlauf der minimal möglichen Werte $Q_b(t_0 + t_v)$ angibt. Diese Werte entsprechen Formel (15).

In diesem Fall kann gesetzt werden:
 $t_v = 3$ Monate (1. April...1. Juli)
 $T = 5$ Monate,

de sorte que pour ce cas (15) devient:

$$\dot{Q}_b(1 \text{ juillet}) = 0,549 Q_b(1 \text{ avril}).$$

La direction de la droite représentative de l'évolution n'accuse qu'une très faible différence par rapport à celle de la droite de régression. Cela indique que la liaison existante dépend de l'écoulement d'eau souterraine et de son volume. L'écart entre les deux droites est peu variable; il provient d'une différence systématique dues aux précipitations effectives tombées après le 1er avril. La composante stochastique est représentée par l'écart standard résultant par rapport à la droite de régression. Ce dernier est dans le présent cas de $112 \text{ m}^3/\text{sec}$. Les valeurs $Q_b(t_0 + t_v)$ se disposent suivant l'histogramme présenté dans la fig. 18 pour une valeur moyenne de l'écoulement de base au 1er avril de: $Q_b(t_0) = 1280 \text{ m}^3/\text{sec}$.

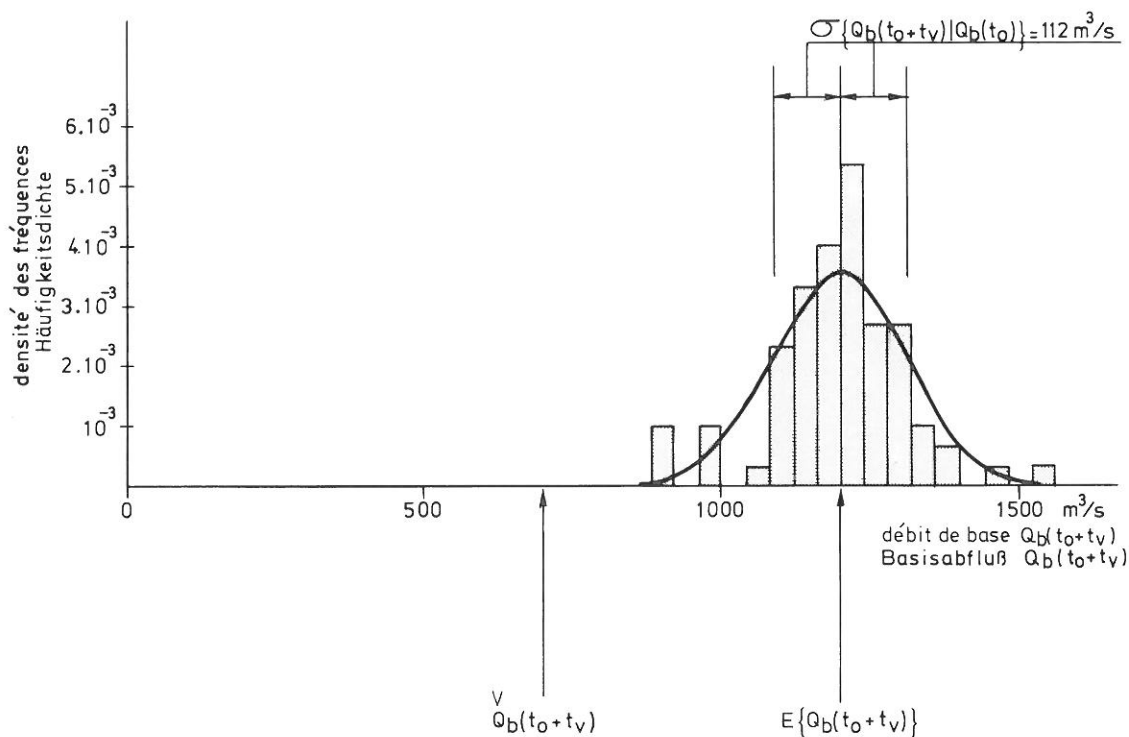
On trouvera dans l'annexe III un aperçu des résultats de l'étude de régression pour les 21 cas considérés. Ils sont rassemblés dans les tableaux suivants:

sodaß Formel (15) für diesen Fall übergeht in:

$$\dot{Q}_b(1. \text{ Juli}) = 0,549 Q_b(1. \text{ April}).$$

Die Richtung der diesen Verlauf wiedergebenden Kurve unterscheidet sich nur geringfügig von der Richtung der Regressionskurve. Dies deutet darauf hin, daß die vorhandene Korrelation mit der Abnahme des Grundwasserabflusses und dem Grundwasservorrat zusammenhängt. Der Abstand zwischen beiden Kurven ist nahezu konstant, was auf eine systematische Differenz des nach dem 1. April gefallenen effektiven Niederschlags zurückzuführen ist. Die stochastische Komponente davon wird durch die Reststandardabweichung in Bezug auf die Regressionskurve wiedergegeben. Sie beträgt in diesem Fall $112 \text{ m}^3/\text{s}$. Die Werte $Q_b(t_0 + t_v)$ zeigen ein Histogramm, wie es in Abb. 18 für die mittleren Werte des Basisabflusses am 1. April vorgeschlagen wird: $Q_b(t_0) = 1280 \text{ m}^3/\text{s}$.

Anlage III gibt die Ergebnisse der Regressionsuntersuchung für die betrachteten 21 Fälle. Diese sind in folgenden Tabellen zusammengefaßt:



$t_0 = 1$
 $t_0 + t_v = 1$
 période d'observations 1901...1975
 Beobachtungsperiode 1901...1975

débit de base :
 Basisabfluß :
 $Q_b(t_0) = 1280 \text{ m}^3/\text{s}$
 $Q_b(t_0 + t_v) = 704 \text{ m}^3/\text{s}$
 $E\{Q_b(t_0 + t_v)\} = 1208 \text{ m}^3/\text{s}$

fig. 18: Densité de fréquence de $Q_b(t_0 + t_v)$

Abb. 18: Häufigkeitsverteilung von $Q_b(t_0 + t_v)$

tableau III-1: coefficient de corrélation

$$\rho\{Q_b(t_0), Q_b(t_0 + t_v)\};$$

tableau III-2: terme constant A_0 ;

tableau III-3: coefficient de régression A_1 ;

tableau III-4: écart standard restant

$$\sigma\{Q_b(t_0 + t_v) | Q_b(t_0)\}$$

L'examen des coefficients de corrélation (tableau III-1) permet de constater, comme il fallait s'y attendre, une diminution de ceux-ci lorsque que le temps de prévision t_v augmente. On s'aperçoit que les valeurs de $t_0 = 1$ er mars pour les dates de prévision de 0 à 4 mois sont inférieures aux valeurs correspondantes pour des dates ultérieures. Cela provient du fait que les conditions météorologiques sont plus variables en début d'année que plus tard en saison.

Les termes constants A_0 (tableau III-2) donnent les points des lignes de régression pour $Q_b(t) = 0$; ces termes sont déterminés par la précipitation tombée après t_0 .

Les coefficients de régression A_1 (tableaux III-3a et 3b) donnent une indication de la variabilité de la décroissance de l'écoulement de base au cours du temps.

Tabelle III-1: Korrelationskoeffizient

$$\rho\{Q_b(t_0), Q_b(t_0 + t_v)\};$$

Tabelle III-2: Konstanter Term A_0 ;

Tabelle III-3: Regressionskoeffizient A_1 ;

Tabelle III-4: Rest-Standardabweichung

$$\sigma\{Q_b(t_0 + t_v) | Q_b(t_0)\}$$

Bei der Betrachtung der Korrelationskoeffizienten (Tabelle III-1) sieht man – wie zu erwarten war – eine Abnahme mit zunehmendem Vorhersagetermin t_v . Es fällt auf, daß die Werte für $t_0 = 1$. März für Vorhersagetermine von 0...4 Monaten niedriger liegen als die entsprechenden Werte für spätere Vorhersagezeitpunkte. Dies ist eine Folge der Tatsache, daß das Wetter so früh im Jahre wechselhafter ist als zu einer späteren Jahreszeit.

Die konstanten Glieder A_0 (Tabelle III-2) geben die Punkte der Regressionskurven für $Q_b(t) = 0$ an; diese Glieder werden durch den nach dem Zeitpunkt t_0 gefallenen Niederschlag bestimmt.

Die Regressionskoeffizienten A_1 (Tabelle III-3a und 3b) vermitteln einen Eindruck von dem Grade, in dem der Basisabfluß im Laufe der Zeit zurückgeht. In

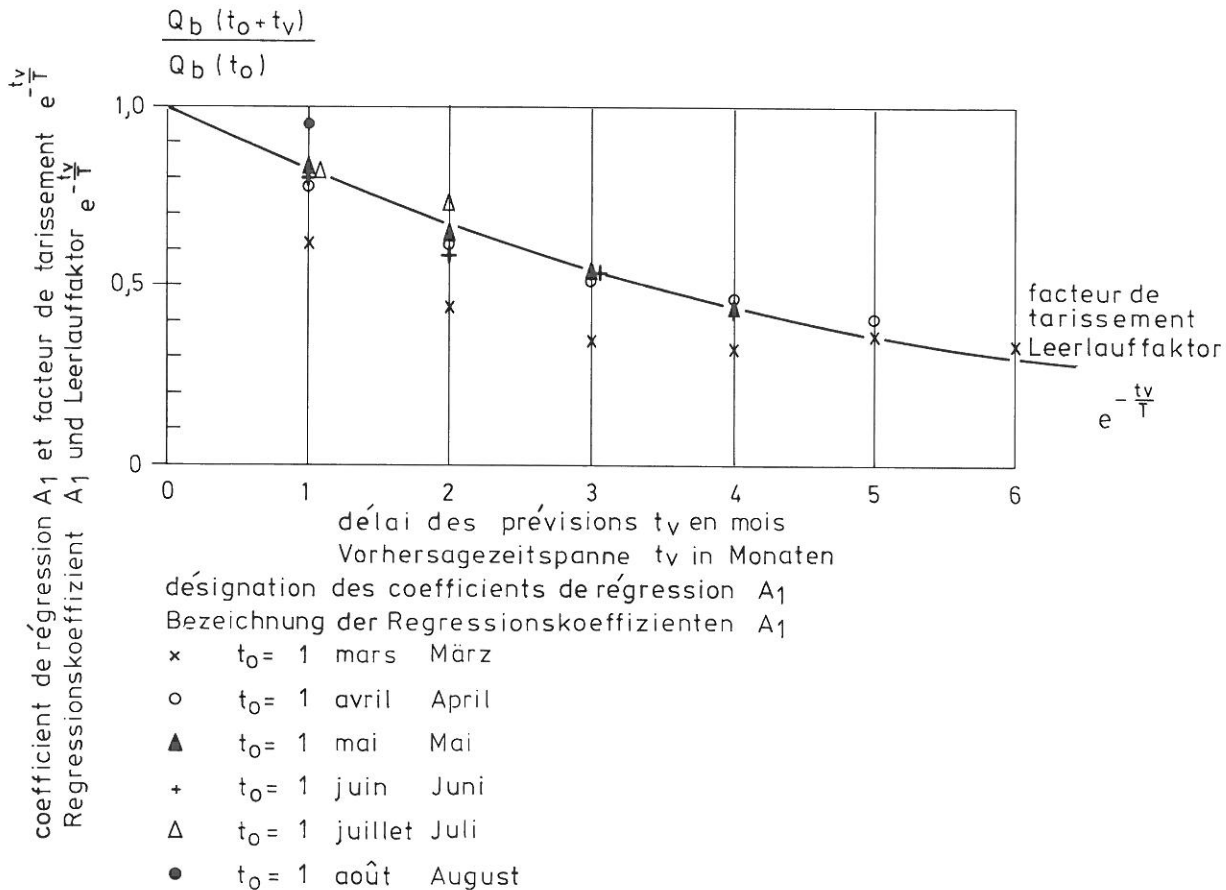


fig. 19: Evolution des coefficients de régression et des facteurs de tarissement en fonction du délai de prévision.

Abb. 19: Werte der Regressionskoeffizienten und der Leerlaufkoeffizienten als Funktion der Vorhersagezeitspanne.

Il y a lieu de les comparer au facteur de tarissement $e^{-\frac{t_v}{T}}$ de la formule (15). C'est pourquoi ces facteurs, pour $t_v = 0 \dots 6$ mois, ont été englobés dans le tableau III-3b; chacune de ces valeurs correspond à la pente de la droite, qui donne la relation entre $Q_b(t_0)$ et l'écoulement de base minimum possible au bout de t_v mois, $\check{Q}_b(Q_0 + t_v)$. Dans la figure 19, les coefficients de régression A, ainsi que les facteurs de tarissement ont été portés en regard des délais des prévisions t_v .

D'après cette figure, on voit que la relation entre les coefficients de régression et les délais des prévisions correspond en général à l'évolution dans le temps de la courbe de tarissement. Les coefficients de régression correspondant à $t_0 = 1$ er mars donnent pour $t_v : 1$ à 4 mois des valeurs inférieures aux facteurs de tarissement. D'autre part, le coefficient de régression au 1er août et vers le 1er septembre a une valeur relativement élevée.

Les écarts standard restants sont indiqués dans le tableau III-4. Comme il fallait s'y attendre, ils accusent une augmentation en fonction de l'allongement du terme de prévision. Pour le 1er mars et vers le 1er avril, ces valeurs sont relativement élevées.

Application de la méthode:

Grâce aux résultats trouvés, il est maintenant possible en partant de l'écoulement de base $Q_b(t_0)$ de donner plus tard la valeur d'attente $E\{Q_b(t_0 + t_v)\}$ pour une période de temps t_v . On peut aussi calculer les valeurs qui correspondent dans des conditions déterminées de dépassement r , et cela d'après la formule suivante:

$$Q_b(t_0 + t_v), r = E\{Q_b(t_0 + t_v)\} + u(r) \times \sigma\{Q_b(t_0 + t_v) | Q_b(t_0)\} \quad (17)$$

dans laquelle $u(r)$ est le facteur, par lequel on doit multiplier l'écart standard pour trouver les valeurs dépassées pour une probabilité r du nombre total de cas. On trouvera quelques-unes des valeurs dans le tableau I ci-après:

dieser Beziehung sind sie mit dem Abminderungsfaktor $e^{-\frac{t_v}{T}}$ aus Formel (15) zu vergleichen. Aus diesem Grunde sind diese Faktoren $t_v = 0 \dots 6$ Monate in Tabelle III-3b aufgenommen; jeder dieser Werte ist der Richtungskoeffizient der Kurve, die die Beziehung zwischen $Q_b(t_0)$ und dem minimal möglichen Basisabfluß nach t_v Monaten, $\check{Q}_b(t_0 + t_v)$ wiedergibt. In Abb. 19 sind sowohl die Regressionskoeffizienten A als auch die Abminderungsfaktoren (Leerlauffaktoren) über der Dauer des Vorhersagezeitspanne t_v aufgetragen.

Hieraus ist zu ersehen, daß die graphische Beziehung zwischen den Regressionskoeffizienten und den Vorhersagezeitspannen im allgemeinen recht gut mit dem zeitlichen Verlauf der Trockenwetterauslauflinie übereinstimmt. Die zu $t_0 = 1$. März gehörenden Regressionskoeffizienten liefern für $t_v = 1 \dots 4$ Monate niedrigere Werte als die Leerlauffaktoren. Andererseits zeigt der Regressionskoeffizient für den 1. August nach dem 1. September einen relativ hohen Wert.

Die Reststandardabweichungen sind in Tabelle III-4 aufgeführt. Wie zu erwarten, zeigen sie eine Zunahme mit zunehmender Vorhersagezeitspanne. Vom 1. März bis 1. April ist der Wert relativ groß. Dies hat seine Ursache in den oben besprochenen Zusammenhängen.

Anwendung der Methode:

Mit Hilfe der gefundenen Resultate ist es nun möglich, ausgehend vom Basisabfluß $Q_b(t_0)$ den Erwartungswert $E\{Q_b(t_0 + t_v)\}$ für eine Zeitspanne t_v später anzugeben. Auch kann man die Werte berechnen, die zu bestimmten Überschreitungswahrscheinlichkeiten r gehören, und zwar gemäß:

$$Q_b(t_0 + t_v), r = E\{Q_b(t_0 + t_v)\} + u(r) \times \sigma\{Q_b(t_0 + t_v) | Q_b(t_0)\} \quad (17)$$

Hierin ist $u(r)$ der Faktor, mit dem man die Standardabweichung multiplizieren muß, um diejenigen Werte zu finden, die in der Normalverteilung von einem Teil r der Gesamtzahl der Fälle überschritten wird. In der nachstehenden Tabelle I findet man einige Werte:

Tableau I: Distribution normale

r %	u (r)	r %	u (r)
1	2,32	99	-2,32
2,5	1,96	97,5	-1,96
5	1,65	95	-1,65
10	1,28	90	-1,20
15	1,04	85	-1,04
20	0,84	80	-0,84
25	0,67	75	-0,67
30	0,52	70	-0,52
40	0,25	60	-0,25
50	0	50	0

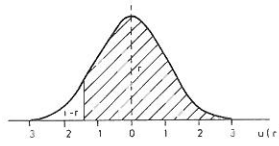


Tabelle I Normalverteilung

r %	u (r)	r %	u (r)
1	2,32	99	-2,32
2,5	1,96	97,5	-1,96
5	1,65	95	-1,65
10	1,28	90	-1,20
15	1,04	85	-1,04
20	0,84	80	-0,84
25	0,67	75	-0,67
30	0,52	70	-0,52
40	0,25	60	-0,25
50	0	50	0

Si l'on intègre (16) dans la formule (17), on obtient:

$$Q_b(t_0 + t_v), r = A_0 + A_1 Q_b(t_0) + u(r) \times \sigma\{Q_b(t_0 + t_v) | Q_b(t_0)\} \quad (18)$$

Si t_0 (date d'émission de la prévision) et t_v (délai de la prévision) sont donnés et si l'on choisit une probabilité de dépassement r acceptable, on peut établir la prévision sur la base des valeurs données dans les Tableaux III-2, 3 et 4 et dans le Tableau I, écrites symboliquement de la façon suivante:

$$Q_b(t_0 + t_v), r = [\text{III-2}] + [\text{III-3}] \times Q_b(t_0) + [\text{I}] \times [\text{III-4}] \quad (19)$$

Si par exemple on fait au 1er avril une prévision pour le 1er août avec une probabilité au dépassement de 95% (5% seront non dépassés), alors on obtient pour un écoulement de base $Q_b(t_0) = 1.000 \text{ m}^3/\text{s}$.

$$Q_b(t_0 + t_v), r = 586 + 0,468 \times 1000 - 1,65 \times 124 = 850 \text{ m}^3/\text{s}.$$

Par la définition la prévision donne les valeurs du seul écoulement de base.

Il y a encore lieu d'ajouter, que la quantité des précipitations effective tombée après la date d'émission de la prévision ne peut pas encore être évaluée à si long terme dans l'état actuel de la recherche météorologique. Aussi longtemps que les mesures à prendre en matière d'économie hydraulique couvriront une période de plusieurs mois, cette limitation n'a évidemment pas de grande importance, étant donné que l'écoulement total peut se modifier radicalement en l'espace de 1 à 2 semaines. Par contre, une certaine exactitude en ce qui concerne l'écoulement de base est importante à ce point de vue. Il semble que la méthode de prévision exposée ici apporte une contribution précieuse à l'économie hydrologique des Pays-Bas, particulièrement en ce qui concerne l'IJsselmeer.

Einsetzen von (16) in (17) ergibt:

$$Q_b(t_0 + t_v), r = A_0 + A_1 Q_b(t_0) + u(r) \times \sigma\{Q_b(t_0 + t_v) | Q_b(t_0)\} \quad (18)$$

Sind t_0 (Vorhersagezeitpunkt) und t_v (Vorhersagezeitspanne) gegeben, und trifft man eine Wahl in Bezug auf die anzusetzende Überschreitungswahrscheinlichkeit r , so läßt sich die Vorhersage aufgrund der in den Tabellen III-2, 3 und 4 sowie in Tabelle I angegebenen Werte erarbeiten, und sind in symbolischer Schreibweise wie folgt:

$$Q_b(t_0 + t_v), r = [\text{III-2}] + [\text{III-3}] \times Q_b(t_0) + [\text{I}] \times [\text{III-4}] \quad (19)$$

Macht man beispielsweise am 1. April eine Vorhersage für den 1. August mit einer Überschreitungswahrscheinlichkeit von 95% (nur 5% werden niedriger ausfallen), so ist bei einem Basisabfluß $Q_b(t_0) = 1000 \text{ m}^3/\text{s}$:

$$Q_b(t_0 + t_v), r = 586 + 0,468 \times 1000 - 1,65 \times 124 = 850 \text{ m}^3/\text{s}$$

Natürgemäß liefert die Vorhersage nur Werte für den Basisabfluß.

Weitere Zuflüsse hängen von dem nach dem Vorhersagezeitpunkt gefallenen effektiven Niederschlag ab; dieser ist in der Regel an ein sehr unregelmäßiges Muster gebunden und kann beim heutigen Stand der Meteorologie noch nicht vorhergesagt werden, sicherlich nicht derart langfristig. Soweit sich die zu ergreifenden wasserwirtschaftlichen Maßnahmen auf einen mehrere Monate vorausliegenden Termin beziehen, hat diese Einschränkung offenbar keine Bedeutung, weil sich das Bild des Gesamtabflusses innerhalb von 1 bis 2 Wochen radikal ändern kann. Eine gewisse Sicherheit in Bezug auf den Basisabfluß ist in diesem Zusammenhang dagegen wohl von Bedeutung. Daher scheint die hier angegebene Vorhersagemethode einen wertvollen Beitrag zum Wasserhaushalt der Niederlande zu liefern, insbesondere zu dem des IJsselmeers.

5.2 Prévisions d'écoulement pour quelques jours

Ce paragraphe concerne les prévisions pour une période de 1 à 10 jours. Dans ce cas, la méthode est utile principalement pour les prévisions des hautes eaux parce que les crues ont lieu au cours des périodes similaires. L'écoulement de surface joue ici le rôle le plus

5.2 Abflußvorhersagen über einige Tage

Hierbei handelt es sich um Vorhersagen über eine Zeitspanne von 1 bis 10 Tagen. In diesem Fall ist die Methode vor allem nützlich bei Hochwasservorhersagen, weil sich diese Erscheinung innerhalb einer solchen Zeitspanne abspielt. Der Direktabfluß spielt hierbei die

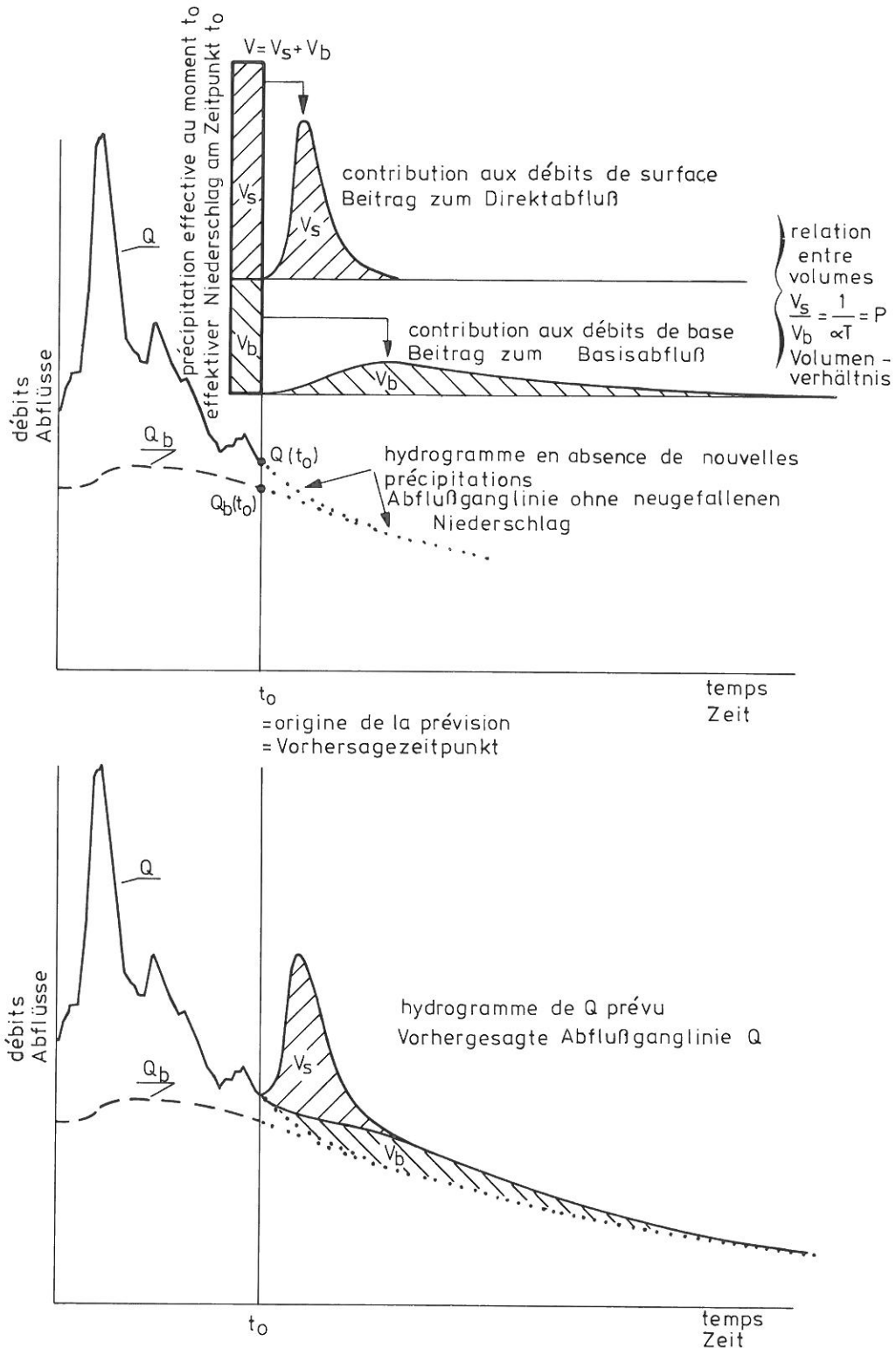


fig. 20: Prévision des débits sur quelques jours.

Abb. 20: Abflußprognose über einige Tage.

important. La méthode décrite dans ce rapport peut contribuer, avec l'exploitation d'autres données, à l'établissement d'une prévision. En principe la méthode de travail pourrait être la suivante:

Comme cela a été dit au chapitre 2 (fig. 4) une certaine quantité de précipitation effective se déverse finalement en écoulement de surface et écoulement de base. Supposons maintenant qu'à un jour déterminé t_0 l'écoulement total soit $Q(t_0)$ et l'écoulement de base $Q_b(t_0)$. Voir fig. 20. Ce jour-là il est tombé une quantité de précipitation effective V . En partant de cet écoulement de base et du facteur de séparation α correspondant (fig. 13), on peut donner une prévision relative à la répartition de V dans la contribution à l'écoulement de surface (V_s) et à celle de l'écoulement de base (V_b).

wichtigste Rolle. Die in diesem Bericht beschriebene Methode kann dazu beitragen, daß man zusammen mit anderen Bearbeitungen zu einer Vorhersage gelangt. Das hierfür erforderliche Arbeitsverfahren könnte im Prinzip wie folgt aussehen.

Wie in Kap. 2 beschrieben (Abb. 4), verteilt sich eine bestimmte Menge effektiven Niederschlags schließlich in Direktabfluß und Basisabfluß. Angenommen, an einem bestimmten Tag t_0 sei der Gesamtabfluß $Q(t_0)$ und der Basisabfluß $Q_b(t_0)$; siehe Abb. 20. Am gleichen Tage falle eine Menge effektiven Niederschlags V . Ausgehend von diesem Basisabfluß und dem dazugehörigen Trennungsfaktor α (Abb. 13) kann eine Aussage über die Verteilung von V zum Direktabfluß (V_s) und zum Basisabfluß (V_o) gemacht werden.

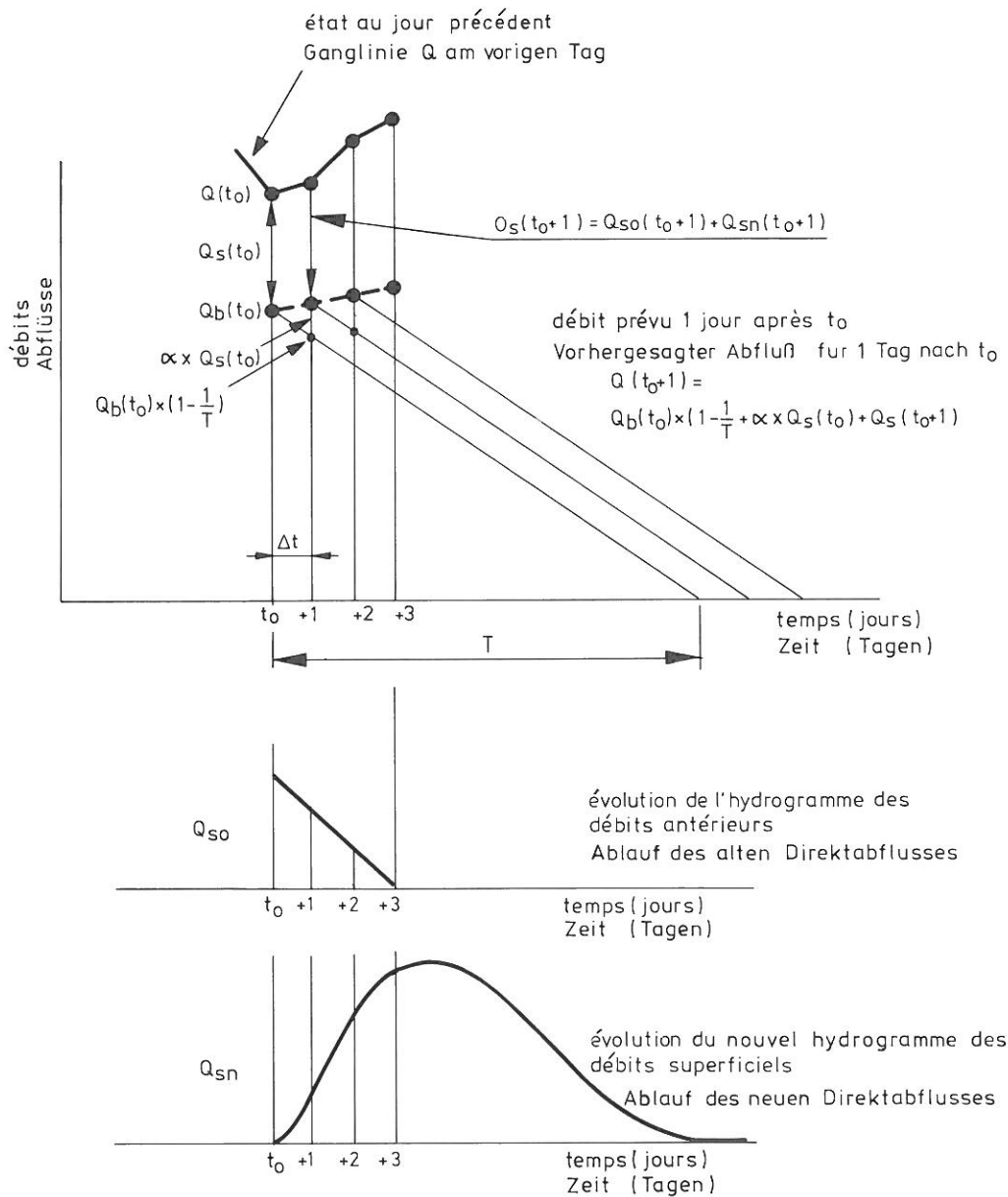


fig. 21: Exécution d'une prévision couvrant quelques jours.

Abb. 21: Ausführung einer Abflußvorhersage über einige Tage.

La quantité d'eau superficielle V_s détermine dans les grandes lignes l'image de la crue à venir. Si l'on connaissait la forme de l'onde de crue correspondant à V_s , par exemple sur la base de la théorie de l'écoulement unitaire, alors on pourrait prévoir l'évolution de l'écoulement total jour par jour. L'écoulement de base $Q_b(t_0 + 1)$, qui se produit un jour plus tard, est obtenu à partir de la formule (11) avec $\Delta t = 1$ jour par $Q_b(t_0)$ en diminuant d'une partie $\frac{1}{T}$ et en additionnant ensuite au résultat la quantité $\alpha \times Q_s(t_0)$ (voir figure 21):

$$Q_b(t_0 + 1) = Q_b(t_0) \times \left(1 - \frac{1}{T}\right) + \alpha \times Q_s(t_0) \quad (20)$$

L'écoulement de surface pour le jour $(t_0 + 1)$ est constitué en partie par l'écoulement de surface occasionné auparavant Q_{so} et en partie par le nouvel écoulement Q_{sn}' , dérivé de V_s :

$$Q_s(t_0 + 1) = Q_{so}(t_0 + 1) + Q_{sn}(t_0 + 1) \quad (21)$$

L'écoulement total $Q(t_0 + 1)$, résulte de l'addition de (20) et (21):

$$Q(t_0 + 1) = Q_b(t_0 + 1) + Q_s(t_0 + 1) \quad (22)$$

On peut de cette façon prévoir l'évolution de l'onde d'écoulement. Une procédure additionnelle est nécessaire dès qu'il s'est produit une précipitation consécutive d'une certaine importance.

Il est évident que la méthode commentée ici ne sera pas opérationnelle avant longtemps et certainement pas pour un bassin fluvial comme celui du Rhin. En particulier en raison de la forme de l'hydrogramme d'écoulement de surface, il sera nécessaire de procéder à une étude complémentaire. Peut-être devra-t-on, pour des grands bassins fluviaux s'orienter sur des bassins partiels d'affluents, pour pouvoir faire entrer en ligne de compte la répartition spatiale des précipitations.

Nous avons vu dans ce qui précède comment la méthode de répartition de l'écoulement traitée peut être introduite dans un calcul de prévision générale. Pour les bassins fluviaux dont on connaît une onde d'écoulement unitaire, la théorie de répartition de l'écoulement peut représenter un complément très utile pour l'établissement d'une prévision d'écoulement à court terme.

5.3 Etablissement des bilans hydriques

La connaissance des bilans hydriques d'un bassin fluvial a une grande importance pour assurer une bonne économie hydrologique; et certainement dans l'avenir, comme il y a lieu de s'y attendre, les eaux disponibles feront l'objet d'utilisations croissantes.

Le bilan hydrique comprend les éléments suivants:

Der oberirdische Direktabfluß V_s bestimmt in grossen Zügen das Bild der zu erwartenden Hochwasserwelle. Würde man die Form der zu V_s gehörenden Welle kennen, z.B. aufgrund der Einheitsganglinientheorie, so könnte man den Verlauf des Gesamtabflusses Tag für Tag vorhersagen. Der 1 Tag später auftretende Basisabfluß $Q_b(t_0 + 1)$ wird aufgrund von Formel (11) – mit $\Delta t = 1$ Tag – dadurch abgeleitet, daß man $Q_b(t_0)$ um einen Teil $\frac{1}{T}$ reduziert und anschließend zum Resultat einen Betrag $\alpha \times Q_s(t_0)$ addiert (siehe Abb. 21):

$$Q_b(t_0 + 1) = Q_b(t_0) \times \left(1 - \frac{1}{T}\right) + \alpha \times Q_s(t_0) \quad (20)$$

Der Direktabfluß am Tage $(t_0 + 1)$ besteht teils aus früher verursachtem direktem Abflußwasser (Q_{so}) und teils aus neugebildetem Direktabfluß Q_{sn} , der aus V_s stammt:

$$Q_s(t_0 + 1) = Q_{so}(t_0 + 1) + Q_{sn}(t_0 + 1) \quad (21)$$

Der Gesamtabfluß $Q(t_0 + 1)$ folgt aus der Addition von (20) und (21):

$$Q(t_0 + 1) = Q_b(t_0 + 1) + Q_s(t_0 + 1) \quad (22)$$

In dieser Weise fortfahrend, kann man den Verlauf der Abflußganglinie vorhersagen. Naturgemäß ist eine Korrektur des Verfahrens notwendig, sobald eine weitere Niederschlagsmenge von gewisser Bedeutung gefallen ist.

Es liegt auf der Hand, daß die hier besprochene Methode noch längst nicht operationell ist, sicherlich nicht für ein Einzugsgebiet wie das des Rheins. Insbesondere in Bezug auf die Form der Ganglinie des Direktabflusses sind noch eingehende Studien notwendig. Vielleicht muß man sich bei derart großen Einzugsgebieten zunächst kleineren Teileinzugsgebiete der Nebenflüsse zuwenden, damit u.a. die räumliche Verteilung des Niederschlages berücksichtigt werden kann.

Oben ist angegeben, wie die behandelnde Abflußaufteilungsmethode in eine allgemeine Vorhersageberechnung eingefügt werden kann. Für Einzugsgebiete, bei denen eine Einheitsganglinie bekannt ist, kann die Abflußaufteilungstheorie eine sehr willkommene Ergänzung zur Durchführung von kurzfristigen Abflußvorhersagen sein.

5.3 Die Aufstellung einer Wasserbilanz

Die Kenntnis der Wasserbilanz eines Einzugsgebiets ist von großer Bedeutung für eine sinnvolle Wasserwirtschaft, sicherlich gilt dies für die Zukunft, wenn – wie zu erwarten – das verfügbare Wasser in zunehmendem Maße genutzt wird.

In der Wasserbilanz sind folgende Komponenten von Einfluß:

- les précipitations (pluie et neige)
- l'évapotranspiration
- le débit du cours d'eau, à décomposer en:
 - écoulement de surface
 - écoulement de base
- le stockage:
 - des eaux de surface
 - de la neige
 - de l'humidité du sol (zone non saturée)
 - des eaux souterraines (zone saturée).

La méthode proposée donne pour chaque période les valeurs instantanées ainsi que les valeurs cumulées de l'écoulement de surface et de l'écoulement de base. On pourra de plus, en utilisant la formule (3) calculer la quantité effective d'eau souterraine présente à un certain moment t:

$$V_b(t) = Q_b(t) \times T \quad (23)$$

La quantité d'eau souterraine profonde non active ne sera pas prise en considération, car elle ne joue à peu près aucun rôle dans le cycle hydrologique.

Supposons maintenant que t_0 est le temps initial de la période de calcul du bilan hydrique; le changement de la quantité d'eau souterraine effective depuis t_0 est de

$$\Delta V_b(t) = V_b(t) - V_b(t_0) \quad (24)$$

On détermine ainsi une des composantes de stockage du bilan hydrique. Elle représente un facteur important pour la détermination plus précise de ce bilan, et principalement lorsqu'elle est représentée par les valeurs cumulées, comme indiqué dans la figure 22 établie pour la période s'échelonnant du 1er octobre 1958 au 31 décembre 1959; cette figure a été empruntée à la «Monographie hydrologique du bassin du Rhin [CHR/KHR, 1978, partie A, p. 211]. La figure du haut donne les hydrogrammes de Q_t et Q_b , et celle du bas l'évolution des valeurs cumulées $\sum_0^t Q_b(t)$, $\sum_0^t Q(t)$, $\Delta V_b(t)$, la valeur des précipitations totales $\sum_0^t P(t)$ et celle des précipitations effectives $\sum_0^t \{P(t) - E(t)\}$ ($E(t)$ étant l'évapotranspiration).

On peut, à l'aide de ces données, en utilisant la comparaison des bilans hydriques, déterminer comme poste terminal l'emmagasinement restant S (neige + humidité du sol + eau de surface):

$$S(t) = \sum_0^t \{p(t) - E(t)\} - \sum_0^t Q(t) - \Delta V_b(t) \quad (25)$$

Bien que les précipitations, et, dans une plus large mesure, l'évaporation ne puissent être déterminées qu'avec une précision limitée, il semble cependant que l'approximation obtenue dans le bassin fluvial soit d'autant plus valable que l'écart entre les différentes courbes de la figure, est plus faible. On devrait, par la

- Niederschlag (Regen, Schnee)
- Verdunstung
- Abfluß durch Wasserläufe, zu unterteilen in:
 - oberirdischer Abfluß
 - Basisabfluß
- Speicherung von:
 - oberirdischem Wasser
 - Schnee
 - Bodenfeuchte (ungesättigte Zone)
 - Grundwasser (gesättigte Zone).

Die hier behandelte Methode liefert für jeden Zeitpunkt die Momentanwerte und die Summenwerte für den Direktabfluß und den Basisabfluß. Daneben kann durch Gebrauch von Formel (3) auch die zu einem bestimmten Zeitpunkt t vorhandene Menge wirksamen Grundwassers berechnet werden:

$$V_b(t) = Q_b(t) \times T \quad (23)$$

Das nicht wirksame, tiefe Grundwasser bleibt hierbei außer Betracht, da es im hydrologischen Kreislauf kaum eine Rolle spielt.

Es sei nun t_0 der Beginn der Bilanzperiode. Die Änderung der Menge wirksamen Grundwassers seit t_0 betrage:

$$\Delta V_b(t) = V_b(t) - V_b(t_0) \quad (24)$$

Damit ist eine der Speicherkomponenten der Wasserbilanz festgelegt. Dies bedeutet einen wichtigen Beitrag zur näheren Präzisierung der Wasserbilanz. Vor allem kommt dies zum Ausdruck, wenn man sie durch die Summenwerte darstellt, wie es in Abb. 22 für die Periode 1. Oktober 1958...31. Dezember 1959 geschehen ist; diese Abbildung ist der hydrologischen Monographie vom Einzugsgebiet des Rheins [CHR/KHR, 1978, Teil A, Seite 211] entnommen. Die obere Abbildung zeigt die Abflußganglinien von Q_t und Q_b , die untere den Verlauf der Summenwerte $\sum_0^t Q_b(t)$, $\sum_0^t Q(t)$, $\Delta V_b(t)$, ferner die des Gesamtniederschlags $\sum_0^t P(t)$ und die des effektiven Niederschlags $\sum_0^t \{P(t) - E(t)\}$, wobei die Verdunstung E vom Niederschlag subtrahiert wurde. Mit diesen Daten kann man unter Verwendung der Wasserbilanzgleichung die restliche Speicherung S (Schnee + Bodenfeuchte + oberirdisches Wasser) als »Abschlußposten« bestimmen:

$$S(t) = \sum_0^t \{p(t) - E(t)\} - \sum_0^t Q(t) - \Delta V_b(t) \quad (25)$$

Obleich der Niederschlag und – in noch stärkerem Maße – die Verdunstung nur mit begrenzter Genauigkeit festgestellt werden können, zeigt sich dennoch, daß man mit einer solchen Darstellung ein verhältnismäßig gutes allgemeines Bild vom Abflußgeschehen im Einzugsgebiet gewinnt, umsomehr, weil der

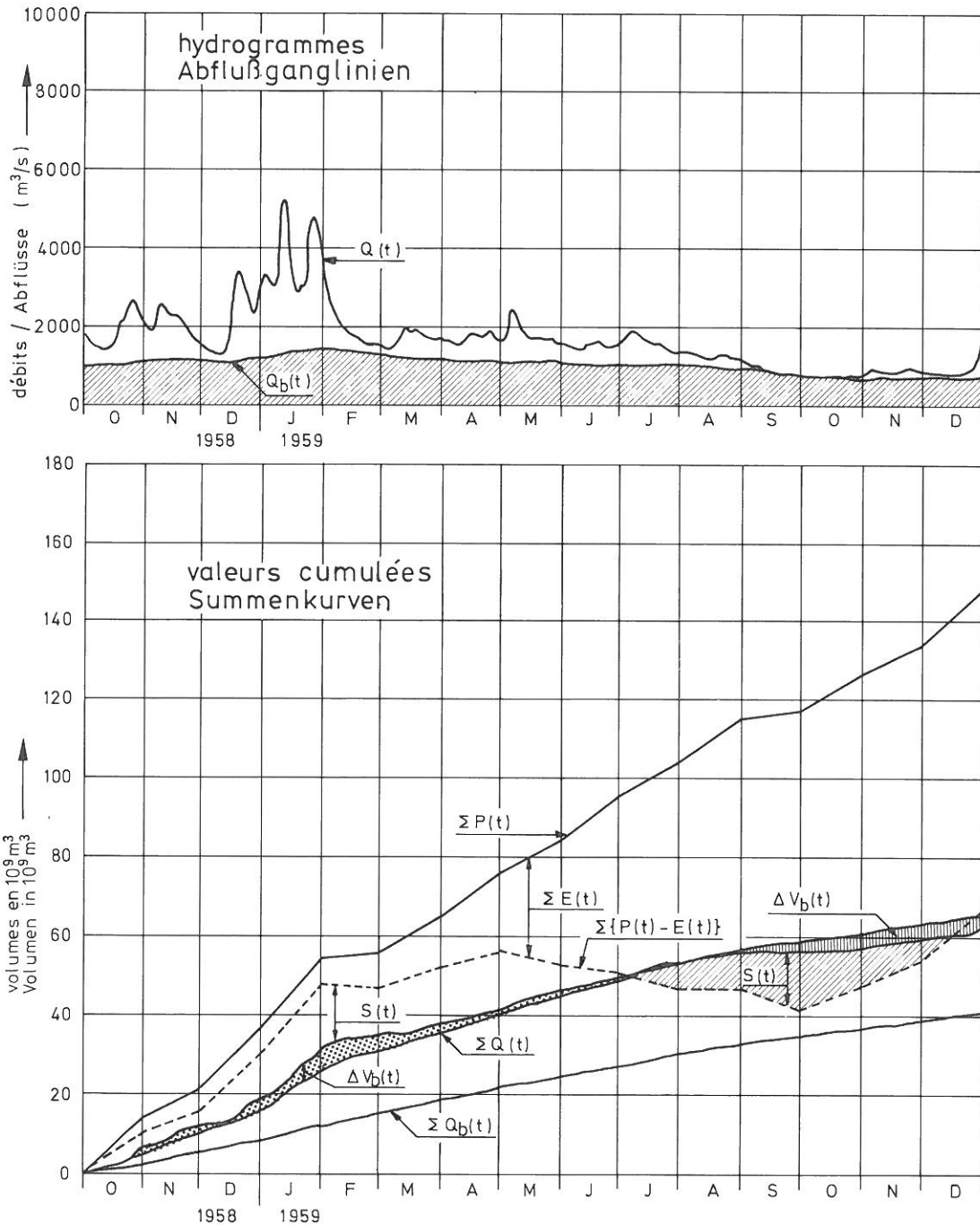


fig. 22: Évolution des éléments du bilan d'eau du bassin du Rhin en amont de Lobith dans la période sèche 1 oct 1958...31 dec 1959

Abb. 22: Verlauf der Wasserbilanzkomponenten im Rheingebiet oberhalb von Lobith in der Trockenperiode 1. Okt. 1958 ... 31. Dez. 1959

suite, s'efforcer d'obtenir d'éventuelles améliorations en utilisant autant que faire se peut les données d'observation des diverses composantes obtenues, éventuellement à partir d'un programme coordonné de mesure pour l'ensemble du bassin fluvial. Pour cela, on pourrait certainement appliquer les programmes utilisés pour les bassins de recherche hydrologique.

Spielraum, den die verschiedenen Kurven (Linien) in der Abbildung haben, begrenzt ist. Eine etwaige weitere Verbesserung ist anzustreben durch die Verwendung möglichst vieler Meßdaten der verschiedenen Komponenten, gegebenenfalls durch Schaffung eines koordinierten Meßprogramms für das gesamte Einzugsgebiet. Dabei könnte sicherlich auf Programme, die in den hydrologischen Untersuchungsgebieten vorhanden sind, zurückgegriffen werden.

5.4 Génération de séries de débits possibles

La génération d'une série de débits est une méthode très largement employée en hydrologie. Pour ce faire, on part de l'hypothèse que les écoulements connus du passé sont des réalisations d'un processus stochastique qui se déroule dans un univers déterminé. Le fait que les séries de débits survenus aient été réalisées est un effet du hasard; chaque nouvelle série, pourrait ainsi s'être produite dans l'hypothèse ou elle correspond à l'univers de la période concernée.

En fait on ne connaît pas l'univers, on devra donc prendre pour base de cet univers la loi de distribution d'une série d'observations. Il peut y avoir des différences l'échantillon et la population. En étudiant la série d'observations sur une période suffisamment longue, on pourra limiter les déviations. Cependant une période trop longue peut laisser apparaître une tendance; il ne sera alors plus question d'un environnement stationnaire. Un choix judicieux de la longueur de la période devra être effectué pour chaque cas.

La génération des débits permet d'avoir à disposition une série de données beaucoup plus longue que celle qui provient des observations. On peut invoquer à l'encontre de cet argument que l'on ne peut jamais obtenir plus d'informations qu'il n'en existe dans le matériel d'origine. Toutefois, on peut se demander si les renseignements disponibles sont utilisés de façon exhaustive avec les méthodes de travail classiques. En tout état de cause, la génération des débits est souvent appliquée et les résultats sont utilisés pour la conception de travaux hydrauliques et pour la détermination du régime hydrologique.

Le plus souvent les allongements de séries de débits concernent des moyennes annuelles ou mensuelles. Nous exposerons ci-après une méthode au moyen de laquelle on pourra obtenir les débits journaliers. Cette méthode est dérivée de deux processus stochastiques différents. Veuillez vous reporter à ce sujet, au schéma d'écoulement de la fig. 23.

Imaginez-vous que des averses se produisent à certains intervalles de temps Δt : chaque averse produit une certaine quantité des précipitations effectives V . Ces quantités totalisées sont considérées comme suffisantes pour connaître la loi de distribution $f(V)$ et celle des intervalles $g(\Delta t)$. Le processus se déroule alors de la façon suivante:

5.4 Entwicklung möglicher Abflußreihen

Das Entwickeln oder Generieren einer Abflußreihe ist in der Hydrologie ein häufig angewandtes Verfahren. Man geht hierbei davon aus, daß die früher aufgetretenen, bekannten Abflüsse Folgen oder Realisierungen eines stochastischen Prozesses sind, der sich innerhalb einer bestimmten Grundgesamtheit abspielt. Das nun gerade die eingetretenen Abflußreihen verwirklicht worden sind, ist eine Folge des Zufalls; jede andere Reihe könnte – sofern sie in die Grundgesamtheit passt – im Prinzip ebenfalls in der betreffenden Periode aufgetreten sein.

Die Grundgesamtheit kennt man im Wesen nicht. Daher wird man in der Regel die Häufigkeitsverteilung einer Zeitreihe von Beobachtungen als Grundlage für diese Grundgesamtheit zugrundelegen (Stichprobe). Gegenüber der »wirklichen« Grundgesamtheit können Differenzen auftreten. Dadurch, daß man die Beobachtungsreihe hinreichend lang wählt, lassen sich die möglichen Abweichungen in Grenzen halten. Eine zu lange Zeitreihe kann jedoch durch Auftreten eines bestimmten Trends nachteilig sein; es könnte dann nicht mehr von einer eindeutigen Grundgesamtheit die Rede sein. Die richtige Wahl der Länge der betreffenden Zeitreihe muß von Fall zu Fall getroffen werden.

Das Generieren von Abflüssen bietet die Möglichkeit, eine viel längere Reihe verfügbar zu machen, als eine aus direkten Beobachtungen. Als Gegenargument könnte man zwar anführen, daß man niemals mehr Information gewinnen kann, als im ursprünglichen Material enthalten ist, doch könnte man demgegenüber die Frage stellen, ob denn die verfügbare Information mit den klassischen Methoden auch restlos ausgenutzt wird. Wie dem auch sei, das Generieren von Abflüssen wird häufig angewandt, und die Resultate werden bei wasserbautechnischen Projekten sowie zur Festlegung wasserwirtschaftlicher Maßnahmen verwendet.

Meistens beziehen sich die Abflußreihenentwicklungen auf Jahres- oder Monatsmittel. Im folgenden wird eine Methode angegeben, mit der sich Tagesabflüsse entwickeln lassen. Die Methode geht von zwei verschiedenen stochastischen Prozessen aus. Hierbei sei auf das Flußdiagramm in Abb. 23 verwiesen.

Man stelle sich vor, daß in gewissen Zeitabständen Δt Niederschlagsstöße (Impulse) auftreten. Jeder Stoß liefert eine bestimmte Menge effektiver Niederschlag V . Von allen Mengen gemeinsam wird angenommen, daß sie einer Häufigkeitsverteilung $f(V)$ und die dazwischen liegenden, niederschlagsfreien Intervalle einer Häufigkeitsverteilung $g(\Delta t)$ entsprechen. Der Prozeß verläuft nun wie folgt:

Pour un temps donné t_0 , on trouve par déductions, une quantité de précipitations $V(t_0)$ tirées de $f(V)$ et un intervalle de temps Δt_0 tiré de $g(\Delta t)$: Ce dernier élément indique que l'averse suivante surviendra au moment $t_1 = t_0 + \Delta t_0$. Au temps t_1 on déduit de nouveau les données des deux répartitions et on trouve alors une averse $V(t_1)$ et un intervalle de temps Δt_1 . En déduisant de proche en proche des deux répartitions un élément, on peut «construire» une série d'averses réparties dans le temps.

De même si, on part d'une valeur initiale déterminée de $Q_b(t_0)$ sur t_0 et si l'on choisit pour des raisons de commodité, $Q(t_0) = Q_b(t_0)$, on peut alors de la façon indiquée précédemment, telle que l'indique le par. 5.2, déterminer l'évolution de l'écoulement.

Afin d'être en mesure d'exécuter le processus de génération décrit on doit disposer des indications suivantes:

1. la loi de répartition fréquentielle $f(V)$ de la hauteur des averses effectives: pour cela il faut tenir compte des influences saisonnières;
2. la loi de répartition fréquentielle $g(\Delta t)$ des intervalles entre les averses: il y a lieu là aussi de considérer les influences saisonnières;
3. la division des averses effectives V en leurs contributions à l'écoulement de surface (V_s) et à l'écoulement de base (V_b);
4. la fonction de transfert de la contribution d'une averse V_s à l'écoulement;
5. le calcul de l'évolution de l'écoulement total et de l'écoulement de base selon la méthode décrite au par. 5.2.

En ce qui concerne les points 3) et 5) la méthode décrite donne une solution. Pour les points 1, 2 et 4, des études sont en cours pour le bassin fluvial du Rhin. Pour ce faire, il y aura lieu de prendre en considération la répartition dans l'espace des précipitations, en plus de la répartition dans le temps.

L'intérêt de la génération de séries de débits effectuée de cette manière réside principalement dans leur utilisation dans des modèles de gestion des eaux, dans l'étude de grands projets hydrauliques, dans la phase opérationnelle et lors de la gestion au niveau de la province et de la région, par exemple dans l'ensemble d'un bassin fluvial. Ainsi de longues séries de débits du Rhin et de la Meuse peuvent servir d'entrée dans les modèles d'étude PAWN (Projet Analyse Waterhuishouding Nederland). Outre les applications liées aux problèmes de quantité, il y a lieu d'en envisager des applications dans le domaine de la qualité des eaux.

Für einen Zeitpunkt t_0 findet man durch einen Zufalls-generator eine Niederschlagsmenge $V(t_0)$ aus $f(V)$ sowie ein Zeitintervall t_0 aus $g(\Delta t)$. Letzteres besagt, daß der nächste Niederschlagsimpuls im Zeitpunkt $t_1 = t_0 + \Delta t_0$ auftritt. Für diesen Zeitpunkt nimmt man abermals eine Auswahl aus beiden Verteilungen vor und findet dann einen Niederschlagsimpuls $V(t_1)$ und ein Zeitintervall Δt_1 . Dadurch, daß man wiederholt aus beiden Verteilungen ein Element herausgreift, kann man nun eine Zeitreihe von Niederschlagsimpulsen V aufbauen.

Geht man sodann von einem bestimmten Anfangswert von $Q_b(t_0)$ im Zeitpunkt t_0 aus, während man einfachheitshalber $Q(t_0) = Q_b(t_0)$ wählt, so kann man daraus in der weiter oben beschriebenen Weise, z.B. wie in Par. 5.2 wiedergegeben, die Abflußganglinie zusammenstellen.

Um einen Generierungsprozeß, wie soeben beschrieben, ausführen zu können, muß folgendes verfügbar sein:

1. die Häufigkeitsverteilung $f(V)$ der Höhe der effektiven Niederschlagsimpulse; hierbei muß zugleich mit Saisoneinflüssen gerechnet werden.
2. die Häufigkeitsverteilung $g(\Delta t)$ der Intervalle zwischen den Niederschlagsimpulsen; auch hier können sich Saisoneinflüsse geltend machen.
3. die Verteilung der effektiven Niederschlagsimpulse V in Beiträgen zum Direktabfluß (V_s) und zum Basisabfluß (V_b).
4. die Transformation des oberirdischen Teils des Impulses in eine Abflußganglinie.
5. die Berechnung der Gesamtabfluß- und Basisabflußganglinie gemäß der Methode nach Par. 5.2.

Bezüglich der Punkte 3) und 5) liefert die beschriebene Methode eine Lösung. Zu den Punkten 1, 2, und 4. sind für das Einzugsgebiet des Rheins z.Z. Studien im Gange. Dabei muß neben der zeitlichen Verteilung auch die räumliche Verteilung des Niederschlags in Betracht gezogen werden.

Die Bedeutung einer so generierten Abflußreihe liegt vor allem in ihrer Verwendbarkeit für Wasserwirtschaftliche Modelle und zwar für den Entwurf von grossen wasserbaulichen Projekten, für die Benutzung in der operationellen Phase und für die wasserwirtschaftlichen Maßnahmen auf Landes- und regionalem Niveau, beispielsweise in einem gesamten Einzugsgebiet. So könnten lange Reihen von Rhein- und Maasabflüssen als Eingabe in die Modelle der PAWN-Studie (Projekt Analyse Waterhuishouding Nederland) dienen. Neben der Anwendung auf quantitative Probleme sind auch Anwendungen auf dem Gebiet der Wasserqualität denkbar.

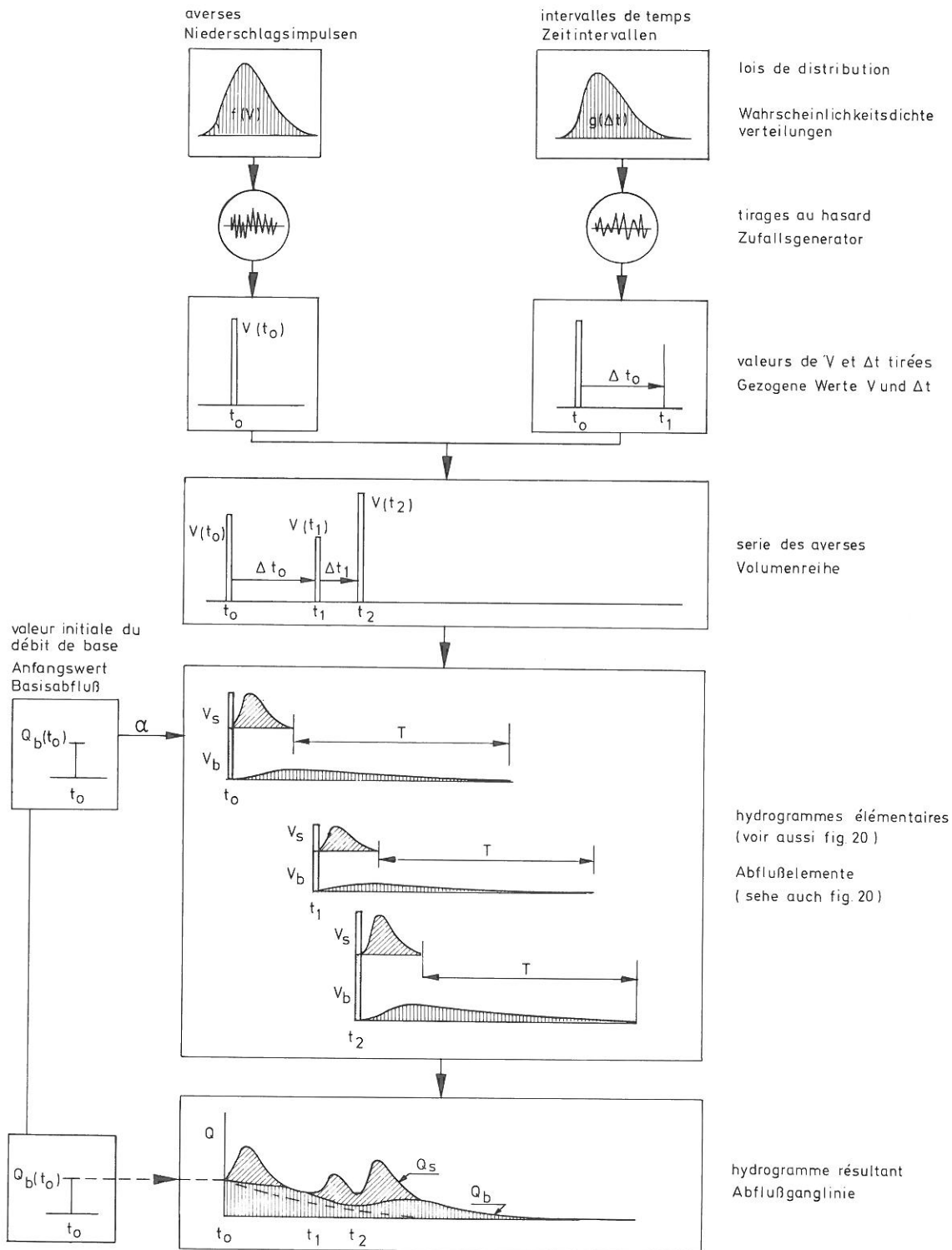


fig. 23: Organigramme du proces de génération des séries des débits.

Abb. 23: Flußdiagramm des Generationsprozesses der Abflußreihe.

6. SYNTHÈSE ET RECOMMANDATIONS

La méthode d'analyse exposée dans ce rapport est basée sur une prévision très simplifiée du cycle hydrologique (chapitre 2). Cette méthode donne la possibilité de calculer jour par jour la partie du débit d'un cours d'eau qui provient de l'écoulement de base et celle qui provient de l'écoulement de surface. Par *écoulement de base* on entend le débit qui est restitué au cours d'eau après un emmagasinement de longue durée, qui peut s'étendre sur plusieurs mois. En fait, l'eau qui s'écoule en tant qu'*écoulement de surface* a pu rencontrer des obstacles en cours de route (écoulement retardé).

Les calculs nécessitent la connaissance de 2 paramètres, à savoir la durée de tarissement T et le facteur de séparation α (chapitre 3). La durée de tarissement T est le temps qui serait nécessaire au bassin fluvial, à partir d'un certain moment initial t_0 pour perdre toutes ses réserves en eau constituées en grande partie par des eaux souterraines, – si le débit de base est constant dès ce moment. Le facteur de séparation α permet d'établir la relation entre le remplissage journalier de l'écoulement de base et l'écoulement de surface. Ce facteur est en corrélation avec l'état de saturation du sol: plus celui-ci contient d'eau, moins il pourra participer à l'écoulement de base; l'eau excédentaire précipitée participera principalement à l'écoulement de surface.

On trouvera dans le chapitre 4, une application de cette méthode au bassin fluvial du Rhin en amont de Lobith. Après détermination des paramètres, l'analyse des débits de la période de 1901 à 1980 a été effectuée. On en trouvera les résultats dans la partie B. D'une manière générale, il apparaît que l'évolution de l'écoulement de base s'adapte bien au contexte général de l'écoulement d'ensemble, si on ne tient pas compte d'un petit nombre d'exceptions qui doivent être imputées pour la plupart à l'embâcle.

La méthode d'analyse décrite peut apporter une contribution à la résolution d'un certain nombre de problèmes hydrologiques (chapitre 5), en particulier:

- les prévisions concernant l'écoulement de base sur plusieurs mois (par. 5.1).
- les prévisions d'écoulement sur quelques jours (par. 5.2),
- l'établissement de bilans hydriques (par. 5.3),
- le génération de séries de débits (par. 5.4).

Bien que la méthode, tout au moins en ce qui concerne les trois derniers sujets mentionnés ci-dessus, n'apporte encore aucune solution complète elle facilite

6. ZUSAMMENFASSUNG UND EMPFEHLUNGEN

Die im vorliegenden Bericht entwickelte Analyse-methode basiert auf einer stark vereinfachten Darstellung des hydrologischen Kreislaufs (Kap. 2). Die Methode ermöglicht es, von Tag zu Tag zu berechnen, welcher Anteil des Gewässerabflusses aus dem Basisabfluß stammt und welcher Anteil aus dem Direktabfluß. Hierbei wird unter *Basisabfluß* der Abfluß von Wasser verstanden, der erst nach längerer Speicherung – bis zu mehreren Monaten – in den Wasserlauf gelangt ist; das als *Direktabfluß* abfließende Wasser hat dagegen auf seinem Wege kaum eine Verzögerung erlitten.

Für die Berechnungen werden zwei Parameter benötigt, nämlich die Abminderungsdauer (Leerlaufzeit) T und der Trennungsfaktor α (Kap. 3). Die Abminderungsdauer T ist diejenige Zeitspanne, die das Einzugsgebiet benötigen würde, um nach einem bestimmten Stichtag t_0 seine gesamten Wasserreserven – größtenteils aus Grundwasser bestehend – zu verlieren, wenn der Basisabfluß ab dem gleichen Stichtag unvermindert andauern würde. Der Trennungsfaktor gibt das Verhältnis zwischen der täglichen Ergänzung des Basisabflusses und dem dann herrschenden oberirdischen Abfluß an. Dieser Faktor hängt mit dem Sättigungszustand des Bodens zusammen: je mehr Wasser dieser bereits enthält, umso weniger kann noch hinzukommen, um einen Beitrag zum Basisabfluß zu liefern; ankommendes Wasser kommt dann vor allem dem Direktabfluß zugute.

Kap. 4 beschreibt eine Anwendung auf das Einzugsgebiet des Rheins oberhalb von Lobith. Nach Feststellung der Parameter ist die Analyse für die gesamte Periode 1901...1980 ausgeführt worden. Das Resultat findet man in Teil B. Im allgemeinen zeigt sich, daß der Basisabfluß gut in das allgemeine Abflußbild passt, abgesehen von einer kleinen Zahl von Ausnahmefällen, die meistens einer Besetzung mit festem Eis zuzuschreiben sind.

Die beschriebene Analyse-methode kann einen Beitrag zur Lösung einer Reihe von hydrologischen Problemstellungen liefern (Kap. 5). Behandelt werden:

- Vorhersagen des Basisabflusses über mehrere Monate (Par. 5.1)
- Abflußvorhersagen über einige Tage (Par. 5.2)
- Die Aufstellung von Wasserbilanzen (Par. 5.3)
- Entwicklung von möglichen Abflußreihen (Par. 5.4)

Ogleich die Methode sicherlich für die letzten drei genannten Angaben noch keine vollständige Lösung bietet, bringt sie sie doch insofern einer Lösung näher,

cependant le traitement de certaines parties de ces questions.

Recommandations

Afin de permettre de vérifier les hypothèses sur lesquelles repose cette méthode, il convient d'étudier les aquifères et le comportement de l'eau de surface dans le bassin fluvial étudié à partir d'un inventaire détaillé. Ceci s'applique principalement aux plaines et aux vallées, mais aussi aux régions comportant de nombreuses zones à tectonique cassante et de roches karstiques. On peut utiliser dans ce but les données existantes; là où il n'y en a pas, une enquête complémentaire est recommandable.

Il est également conseillé d'étudier plus avant les possibilités d'application mentionnées dans le chapitre 5. En effet à l'exception de la prévision de l'écoulement de base sur plusieurs mois (par. 5.1) ces sujets exigent encore des recherches complémentaires importantes. celles-ci concernent les points suivants:

pour les prévisions d'écoulement sur quelques jours (par. 5.2):

- la grandeur de l'hauteur des averses effectives
- le transfert en hydrogramme,

pour l'établissement des bilans hydriques (par. 5.3):

- comparaison des niveaux d'eau souterraine,
- les éléments qui n'ont pas été traités ici, par exemple l'humidité des sols et l'évapotranspiration; les domaines de recherche hydrologique offrent des possibilités à ce point de vue.

pour la génération des séries de débits (par. 5.4):

- les points mentionnés dans la point «Prévisions d'écoulement»,
- la loi de distribution fréquentielle des averses effectives et celle des intervalles de temps entre les averses,
- un programme de génération des débits journaliers.

Conclusion finale

La méthode commentée dans ce rapport constitue une étape vers la solution d'un certain nombre de questions relatives à l'hydrologie et à l'hydraulique; des recherches complémentaires sont encore nécessaires.

als zumindest Einzelfragen dieser Problemkreise »behandelbarer« werden.

Empfehlungen

Um die Grundlagen, auf denen die Methode beruht, mehr im Einzelnen zu prüfen, empfiehlt sich eine umfassende Inventarisierung des Grundwasservorkommens und Grundwasserregimes im Einzugsgebiet des Rheins. Dies gilt vor allem für die Tiefebene und die Flußtäler, daneben aber auch für Gebiete mit vielen Bruchzonen und Karsterscheinungen. Zweifellos kann hierbei auf bereits vorhandene Daten zurückgegriffen werden; wo diese nicht zur Verfügung stehen, wird eine ergänzende Untersuchung empfohlen.

Überdies empfiehlt es sich, die in Kap. 5 behandelten Anwendungsmöglichkeiten weiter auszuarbeiten. Mit Ausnahme der Vorhersage des Basisabflusses über mehrere Monate (Par. 5.1) dürften diese Themen noch umfassende, ergänzende Untersuchungen notwendig machen. Dies betrifft vor allem:

Abflußvorhersagen über einige Tage (Par. 5.2):

- die Höhe des »effektiven Niederschlag-Impulses«,
- die Transformation in ein Abflußelement.

Die Aufstellung von Wasserbilanzen (Par. 5.3):

- die bereits genannte Überprüfung der Grundwasserspiegel,
- die hier nicht behandelten Komponenten, z.B. Bodenfeuchte und Verdunstung; die hydrologischen Untersuchungsgebiete bieten hierzu geeignete Möglichkeiten.

Entwicklung von Abflußreihen (Par. 5.4):

- die unter »Abflußvorhersagen« genannten Punkte,
- die Häufigkeitsverteilungen von effektiven Niederschlagsimpulsen und Zeitintervallen.
- ein Generierungsprogramm.

Schlußfolgerung

Die hier behandelte Methode stellt einen Schritt in Richtung der Lösung einer Reihe hydrologischer und wasserwirtschaftlicher Probleme dar; es sind jedoch noch weitere Untersuchungen notwendig.

SAMENVATTING EN AANBEVELINGEN

De in dit rapport ontwikkelde analysemethode is gebaseerd op een sterk vereenvoudigde voorstelling van de hydrologische kringloop (hoofdstuk 2). Deze methode maakt het mogelijk dag voor dag te berekenen welk aandeel van de rivierafvoer uit basisafvoer voortkomt en welk aandeel uit oppervlakteafvoer. Daarbij verstaat men onder *basisafvoer* de afvoer van water, dat eerst na langdurige berging – tot meerdere maanden – in de rivier is gekomen; het water dat als *oppervlakteafvoer* afstroomt echter heeft op zijn weg slechts weinig oponthoud ondervonden.

Voor de berekeningen zijn 2 parameters nodig, te weten de teruglooptijd T en de scheidingsfactor α (hoofdstuk 3). De teruglooptijd T is de tijdsduur, die het stroomgebied nodig zou hebben om na een zeker tijdstip t_0 al zijn watervoorraden, – voor een groot deel bestaande uit grondwater – te verliezen indien de basisafvoer vanaf dat tijdstip onverminderd zou doorgaan. De scheidingsfactor α geeft de verhouding tussen de dagelijkse aanvulling van de basisafvoer en de dan aanwezige oppervlakteafvoer. Deze factor hangt samen met de verzadigingstoestand van de grond: hoe meer water deze reeds bevat, hoe minder er bij kan om bij te dragen tot de basisafvoer; inkomend water komt dan vooral ten goede aan de oppervlakteafvoer. De eigenlijke berekeningen worden uitgevoerd met slechts twee formules, nl. (11) en (14).

In hoofdstuk 4 vindt men een toepassing op het stroomgebied van de Rijn boven Lobith. Na vaststelling van de parameters is voor de gehele periode 1901...1980 de analyse uitgevoerd. Het resultaat vindt men in deel B. In het algemeen blijkt het verloop van de basisafvoer goed te passen in het algemene afvoerbeeld, afgezien van een klein aantal uitzonderingen, die merendeels zijn toe te schrijven aan bezetting met vast ijs.

De beschreven analysemethode kan een bijdrage leveren in de oplossing van een aantal hydrologische vraagstukken (hoofdstuk 5). Behandeld worden:

- voorspelling basisafvoer over een aantal maanden (par. 5.1); deze vindt praktische toepassing in het voorspellen van de minimum afvoeren van de Rijn;
- afvoervoorstellingen over enige dagen (par. 5.2);
- samenstelling waterbalansen (par. 5.3);
- ontwikkelen van mogelijke afvoerreeksen (par. 5.4).

Hoewel de methode, zeker voor de laatste drie genoemde onderwerpen, nog geen volledige oplossing geeft, brengt hij deze toch nader door althans onderdelen van deze vraagstukken beter behandelbaar te maken.

SUMMARY AND RECOMMENDATIONS

The analysis procedure in this report is based on a simplified representation of the hydrological cycle (ch. 2). With this method it is possible to calculate on a daily basis which part of the river discharge originates from base flow and which part from surface flow. Base flow as defined here is water discharged into the river having been stored before during a rather long time. However, the *surface flow* only meets minor delay.

For the computations 2 parameters are required viz the recession time T and the separation coefficient α (ch. 3). The recession time T is the time required for the drainage basin to spill, after a moment t_0 its full water content – mainly existing of ground water – if the base flow would continue undiminishedly from that moment. The separation coefficient α shows the ratio between the daily suppletion of the base flow and the surface flow at that time. This coefficient is related to the extend of saturation of the soil: the more water this contains already, the less can be added to contribute subsequently to the base flow; incoming water mainly contributes to the surface flow. The actual computations are carried out with two formula's only, viz (11) and (14).

Chapter 4 describes an application to the Rhine basin upstream of Lobith. After assessment of the parameters the analysis has been carried out for the entire period 1901...1980. The results are given in part B. As a rule the trend of the base flow fits well in the general hydrograph, disregarding a few exceptions, which can mainly be attributed to fast ice cover.

The analysis procedure as described can give a contribution to the solution of a number of hydrological problems (ch. 5). Considered are:

- base flow forecasting covering some months (par. 5.1); this method is applied operationally in the minimum flow forecasting of the River Rhine.
- flow forecasting covering some days (par. 5.2);
- water balance computations (par. 5.3);
- generation of possible flow series (par. 5.4)

Although the method, at least for the last three above subjects, does not give a complete solution, some progress is achieved as at least some components of these problems become more manageable.

Aanbevelingen

Ten einde de grondslagen waarop de methode berust nader te toetsen verdient het aanbeveling het vóórkomen en het gedrag van het grondwater in het stroomgebied van de Rijn aan een uitgebreide inventarisatie te onderwerpen. Dit geldt vooral voor de laagvlakten en de rivierdalen, maar daarnaast ook de gebieden met veel breukzones en karstverschijnselen. Ongetwijfeld kan hierbij gebruik gemaakt worden van bestaande gegevens; waar deze echter niet voorhanden zijn wordt aanvullend onderzoek aanbevolen.

Daarnaast verdient het aanbeveling de in hoofdstuk 5 behandelde toepassingen verder uit te werken. Met uitzondering van de voorspelling van de basisafvoer over een aantal maanden (par. 5.1) zullen deze onderwerpen nog belangrijk aanvullend onderzoek vereisen. Dit betreft voor:

afvoervoorspellingen over enige dagen (par. 5.2):

- de grootte van de „nuttige-neerslag-puls”,
- de transformatie in een afvoerelement;

samenstelling waterbalansen (par. 5.3):

- de reeds genoemde toetsing van de grondwaterstanden,
- de hier niet behandelde componenten, bijv. bodemvocht en verdamping; de hydrologische onderzoekingsgebieden bieden hiertoe mogelijkheden;

ontwikkelen van afvoerreksen (par. 5.4):

- de onder „afvoervoorspellingen” genoemde punten,
- de frequentiedichtheidsverdelingen van nuttige-neerslag-pulsen en tijdsintervallen,
- een genereringsprogramma.

Eindconclusie:

De hier behandelde methode vormt een stap in de richting van de oplossing van een aantal hydrologische en waterhuishoudkundige vraagstukken; verder onderzoek blijft echter noodzakelijk.

Opmerking:

Deze uitgave is een vertaling van de nederlandstalige publikatie nr. 39: „Kwantitatieve analyse van rivierafvoeren”, uit de Rijkswaterstaat-serie (september 1982).

Recommendations

In order to examine the background on which this method is based more profoundly it is recommended to set up an extensive inventory to the presence and the behaviour of the ground water. This is in particular of importance for the plains and the river valleys, but also for the areas with fissured rocks and karst phenomena. Undoubtedly use can be made of existing information; if not available additional investigations are recommended.

Besides it is proposed to further elaborate the applications, described in ch. 5. Apart from the base flow forecasting of several months (par. 5.1), these subjects will require a lot of additional research. This concerns:

flow forecasting covering some days (par. 5.2):

- the magnitude of the net-precipitations unit,
- its transform into a hydrograph;

water balance computations (par. 5.3):

- the study of ground water levels,
- the components not dealt with here, such as soil moisture and evaporation; the hydrological research basins may provide possibilities;

generation of flow series (par. 5.4):

- the items listed under flow forecasting,
- the frequency distributions of net precipitation elements and time intervals,
- a generation programme.

Final remark

The method described means a step forward to the solution of a number of hydrological and water management problems. However, further research remains necessary.

BIBLIOGRAPHIE

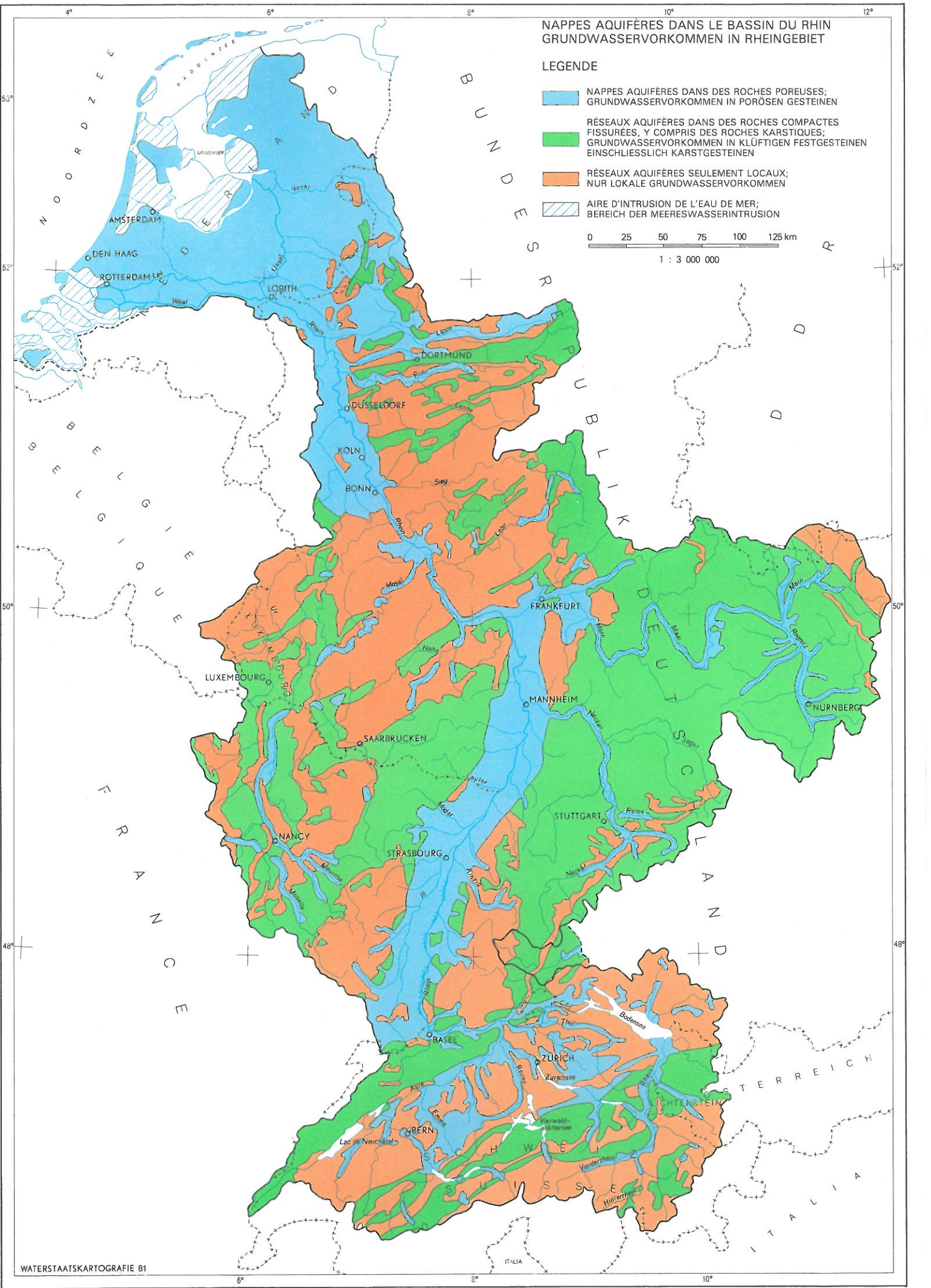
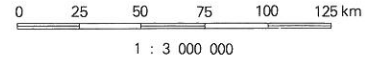
LITERATUR

- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (1975): Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting, Operational Hydrology Report no. 7 WMO-no. 429 Genève.
- KITANIDIS, P. K.; BRAS, R. L. (1978): Real time forecasting of river flows Massachusetts Institute of Technology, Report no. 235 Cambridge, Mass.
- Hydrological forecasting, Proceedings of the Oxford Symposium (1980): IAHS-AISH-publication no. 129.
- WEMELSFELDER, P. J. (1960): The persistence of river discharges IAHS publication no. 51 pp. 141...150, Helsinki.
- WEMELSFELDER, P. J. (1963): The persistence of river discharges and groundwater storage, IASH publications no. 63, pp. 90...106, Berkeley.
- UNESCO, Flood Studies, an International Guide for the Collection and Processing of Data (1972): Technical Papers in Hydrology no. 8, Paris.
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (1977): Guide to Hydrological Practices WMO Publication no. 168, Genève.
- VAN DER MADE, J. W. (1977): Analyse des Abflusses, Beiträge zur Hydrologie, Heft 4 Freiburg i. Br.
- RIJKSWATERSTAAT, (1966): IJverslag winter 1962-1963, Staatsuitgeverij, 's-Gravenhage.
- INTERNATIONAL COMMISSION ON IRRIGATION AND DRAINAGE, (1967): Multilingual technical dictionary on irrigation and drainage, New Delhi.
- CHR/KHR, (1978): Le bassin du Rhin/Das Rheingebiet Monographie Hydrologique/Hydrologische Monographie 's-Gravenhage.
- TOUSSAINT, B. (1981): Ermittlung der Leerlaufkoeffizienten nach Maillet und des effektiv mitzbaren Gesteinshohlraums in hessischen Flußgebieten durch Auswertung der Abflüsse im Trockenjahr 1976, Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 25, Heft 3/4.

NAPPES AQUIFÈRES DANS LE BASSIN DU RHIN GRUNDWASSERVORKOMMEN IN RHEINGEBIET

LEGENDE

- NAPPES AQUIFÈRES DANS DES ROCHES POREUSES;
GRUNDWASSERVORKOMMEN IN PORÖSEN GESTEINEN
- RÉSEAUX AQUIFÈRES DANS DES ROCHES COMPACTES
FISSURÉES, Y COMPRIS DES ROCHES KARSTIQUES;
GRUNDWASSERVORKOMMEN IN KLÜFTIGEN FESTGESTEINEN
EINSCHLIESSLICH KARSTGESTEINEN
- RÉSEAUX AQUIFÈRES SEULEMENT LOCAUX;
NUR LOKALE GRUNDWASSERVORKOMMEN
- AIRE D'INTRUSION DE L'EAU DE MER;
BEREICH DER MEERESWASSERINTRUSION



Annexe II

Anlage II

Calcul de l'écoulement de base

Programme de calcul pour calculatrice Texas Instruments 59

Données d'entrée fixes

Durée de tarissement T (en jours) STO 00
 Facteur de séparation α :
 Exposant n STO 01
 Constante A STO 02

Instruction

	entrée	touche	perforation
1ère fois	$Q_b(t_0)$	B	$Q_b(t_0)$
en série	$Q(t_0)$	A	$Q_b(t_1)$
	$Q(t_1)$	A	$Q_b(t_2)$
	.	.	.
	.	.	.
	.	.	.
	.	.	.
	$Q(t_n)$	A	$Q_b(t_{n+1})$

Texte programme

$Q_b(t_0)$ 2nd Lbl B STO 03 R/S
 Q 2nd Lbl A STO 04
 α (RCL 03 y^x (RCL 01 +/-) \times
 RCL 02 = STO 05
 Q_s RCL 04 - RCL 03 = STO 06
 RCL 03 \times (1-RCL 00 $1/x$) +
 Q_b RCL 05 \times RCL 06 = STO 03 R/S

Berechnung des Basisabflusses

Rechenprogramm für Taschenrechner Texas Instruments 59:

Feste Eingabegrößen

Abminderungsdauer T (Tage): STO 00
 Trennungsfaktor α :
 Exponent n: STO 01
 Konstante A: STO 02

Anweisung

	Eingabe	Taste	Fenster
erstes Mal:	$Q_b(t_0)$	B	$Q_b(t_0)$
in Serie:	$Q(t_0)$	A	$Q_b(t_1)$
	$Q(t_1)$	A	$Q_b(t_2)$
	.	.	.
	.	.	.
	.	.	.
	.	.	.
	$Q(t_n)$	A	$Q_b(t_{n+1})$

Text des Programms

$Q_b(t_0)$ 2nd Lbl B STO 03 R/S
 Q 2nd Lbl A STO 04
 α (RCL 03 y^x (RCL 01 +/-) \times
 RCL 02 = STO 05
 Q_s RCL 04 - RCL 03 = STO 06
 RCL 03 \times (1-RCL 00 $1/x$) +
 Q_b RCL 05 \times RCL 06 = STO 03 R/S

TABLEAUX POUR LA PRÉVISION DE L'ÉCOULEMENT DE BASE
TABELLEN ZUR VORHERSAGE DES BASISABFLUSSES

t ₀	t ₀ + t _v						
	1 mars / 1 März	1 avril / 1 April	1 mai / 1 Mai	1 juin / 1 Juni	1 juil. / 1 Juli	1 août / 1 Aug.	1 sept. / 1 Sept.
1 mars / 1 März	1	0.719	0.555	0.464	0.502	0.538	0.463
1 avril / 1 April		1	0.848	0.699	0.673	0.598	0.488
1 mai / 1 Mai			1	0.889	0.781	0.627	0.514
1 juin / 1 Juni				1	0.903	0.672	0.583
1 juil. / 1 Juli					1	0.809	0.677
1 août / 1 Aug.						1	0.906
1 sept. / 1 Sept.							1

Tableau III-1 Coefficients de corrélation
Tabelle III-1 Korrelationskoeffizienten

t ₀	t ₀ + t _v						
	1 mars / 1 März	1 avril / 1 April	1 mai / 1 Mai	1 juin / 1 Juni	1 juil. / 1 Juli	1 août / 1 Aug.	1 sept. / 1 Sept.
1 mars / 1 März	-	490	693	773	783	721	709
1 avril / 1 April		-	251	436	546	586	613
1 mai / 1 Mai			-	165	395	527	458
1 juin / 1 Juni				-	242	452	459
1 juil. / 1 Juli					-	189	250
1 août / 1 Aug.						-	5
1 sept. / 1 Sept.							-

Tableau III-2 Ordonnées à l'origine A₀ (m³/s)
Tabelle III-2 Konstante Terme A₀ (m³/s)

t ₀	t ₀ + t _v						
	1 mars / 1 März	1 avril / 1 April	1 mai / 1 Mai	1 juin / 1 Juni	1 juil. / 1 Juli	1 août / 1 Aug.	1 sept. / 1 Sept.
1 mars / 1 März	1	0.623	0.447	0.351	0.334	0.364	0.332
1 avril / 1 April		1	0.788	0.612	0.516	0.468	0.404
1 mai / 1 Mai			1	0.836	0.644	0.527	0.458
1 juin / 1 Juni				1	0.791	0.601	0.552
1 juil. / 1 Juli					1	0.825	0.731
1 août / 1 Aug.						1	0.960
1 sept. / 1 Sept.							1

Tableau III-3a Coefficients de régression (pentes) A₁
Tabelle III-3a Regressionskoeffizienten A₁

t ₀	t _v (en mois)/(in Monate)						
	0	1	2	3	4	5	6
1 mars / 1 März	1	0.623	0.447	0.351	0.334	0.364	0.332
1 avril / 1 April	1	0.788	0.612	0.516	0.468	0.404	
1 mai / 1 Mai	1	0.836	0.644	0.527	0.458		
1 juin / 1 Juni	1	0.791	0.601	0.552			
1 juil. / 1 Juli	1	0.825	0.731				
1 août / 1 Aug.	1	0.960					
1 sept. / 1 Sept.	1						
$e^{-\frac{t_v}{T}}$	1	0.819	0.670	0.549	0.449	0.368	0.301

Tableau III-3a Coefficients de régression A₁ et e^{- $\frac{t_v}{T}$} facteur de tarissement
Tabelle III-3b Regressionskoeffizienten A₁ und Abminderungsfaktoren e^{- $\frac{t_v}{T}$}

t ₀	t ₀ + t _v						
	1 mars / 1 März	1 avril / 1 April	1 mai / 1 Mai	1 juin / 1 Juni	1 juil. / 1 Juli	1 août / 1 Aug.	1 sept. / 1 Sept.
1 mars / 1 März	0	137	152	153	131	130	145
1 avril / 1 April		0	96	124	112	124	143
1 mai / 1 Mai			0	79	95	120	140
1 juin / 1 Juni				0	65	114	133
1 juil. / 1 Juli					0	91	120
1 août / 1 Aug.						0	69
1 sept. / 1 Sept.							0

Tableau III-4 Ecart standard restants $\sigma\{Q_b(t_0 + t_v) | Q_b(t_0)\}$ en m³/s
Tabelle III-4 Reststandardabweichung $\sigma\{Q_b(t_0 + t_v) | Q_b(t_0)\}$ in m³/s

PARTIE B

Hydrogrammes de l'écoulement total Q et de l'écoulement de base Q_b du Rhin à Lobith pour les années 1901...1980.

Explication

- Ecoulement total Q
- Ecoulement de base Q_b
- Besetzung mit festem Eis bei Lobith (1917, 1929, 1940, 1942, 1947, 1954, 1963)

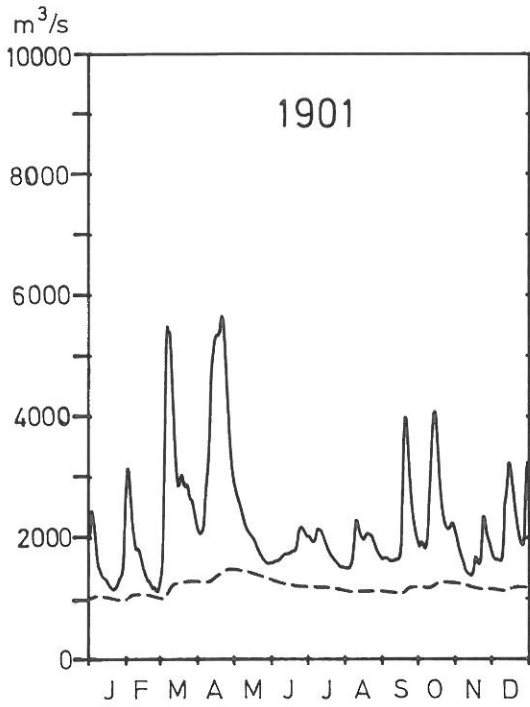
TEIL B

Ganglinien des Gesamtabflusses Q und des Basisabflusses Q_b des Rheins bei Lobith in den Jahren 1901...1980.

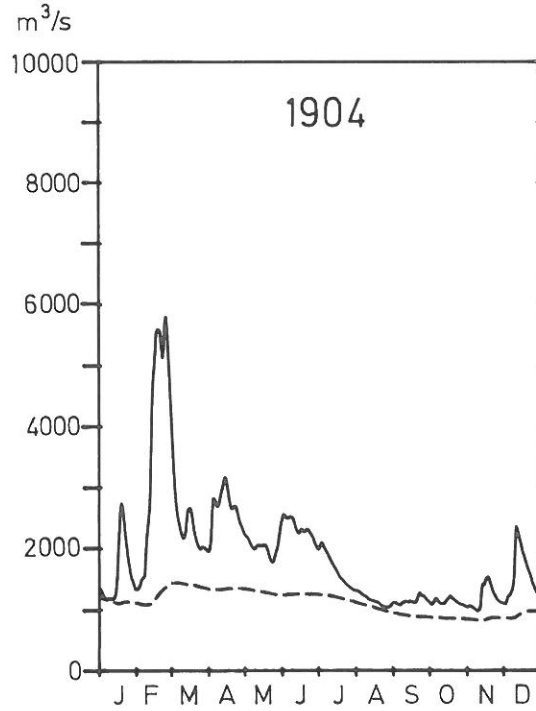
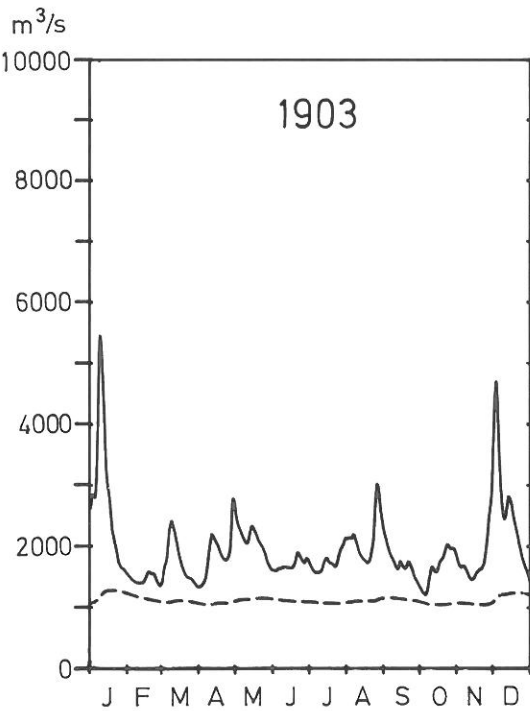
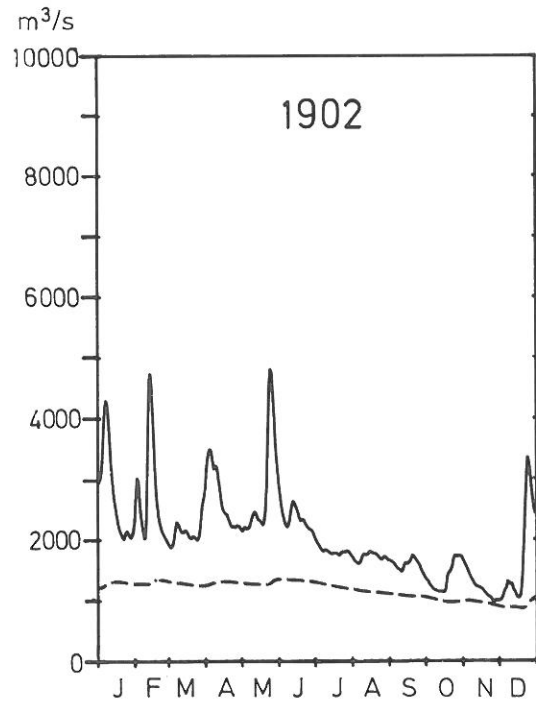
Erklärung

- Gesamtabfluß Q
- Basisabfluß Q_b
- Besetzung mit festem Eis bei Lobith (1917, 1929, 1940, 1942, 1947, 1954, 1963).

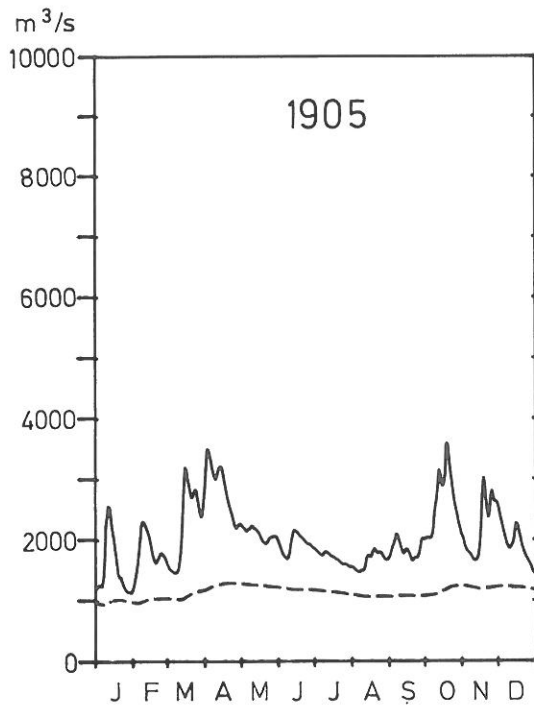
Rhin Lobith



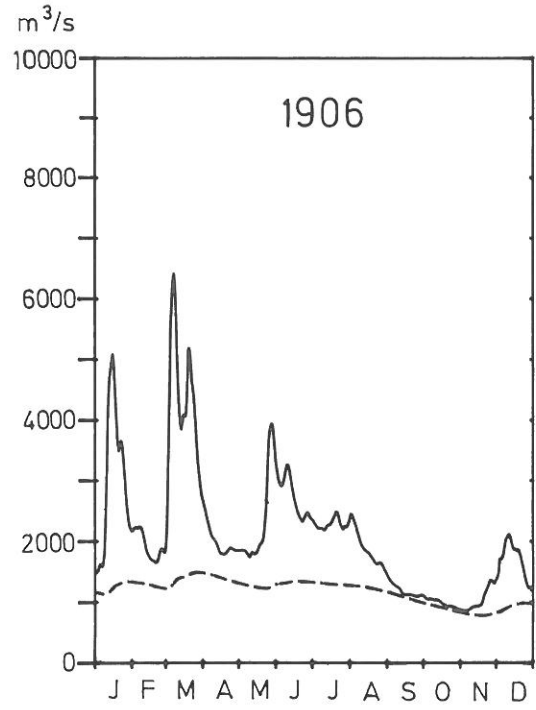
Rhein Lobith



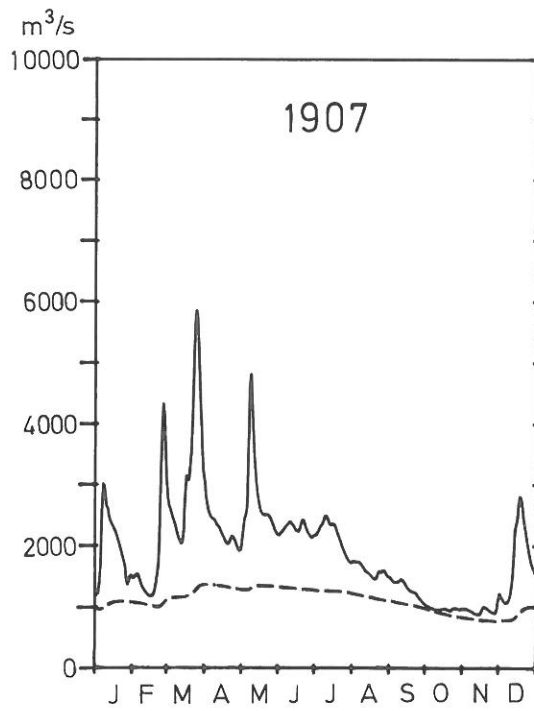
Rhin Lobith



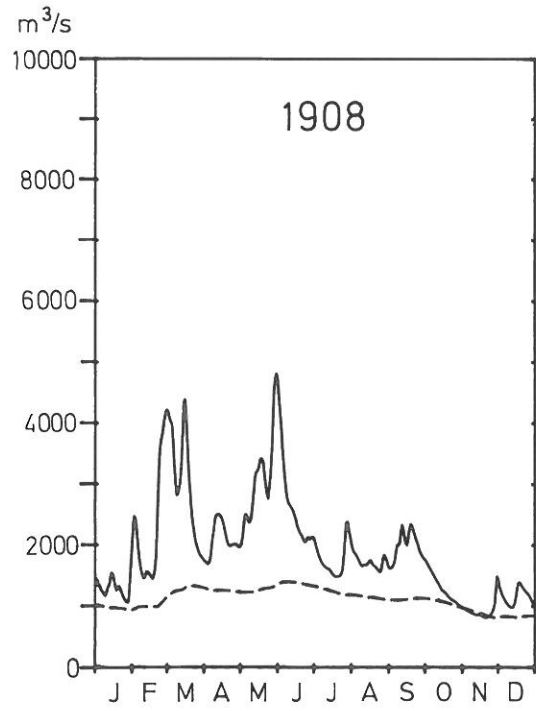
Rhein Lobith



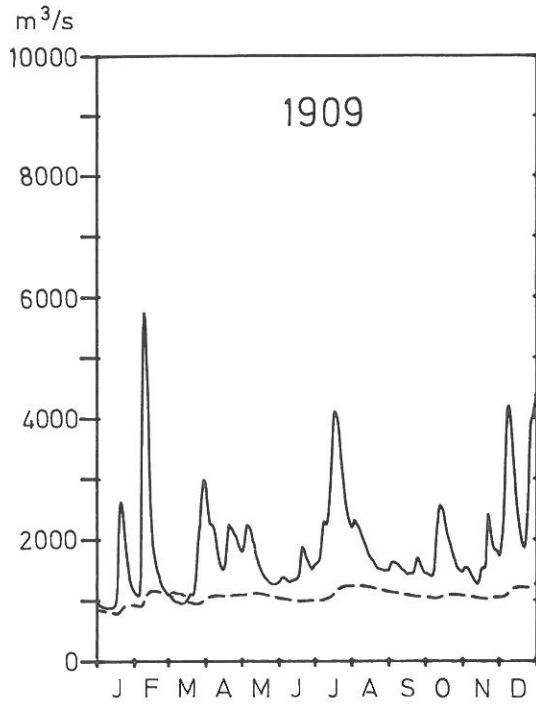
1907



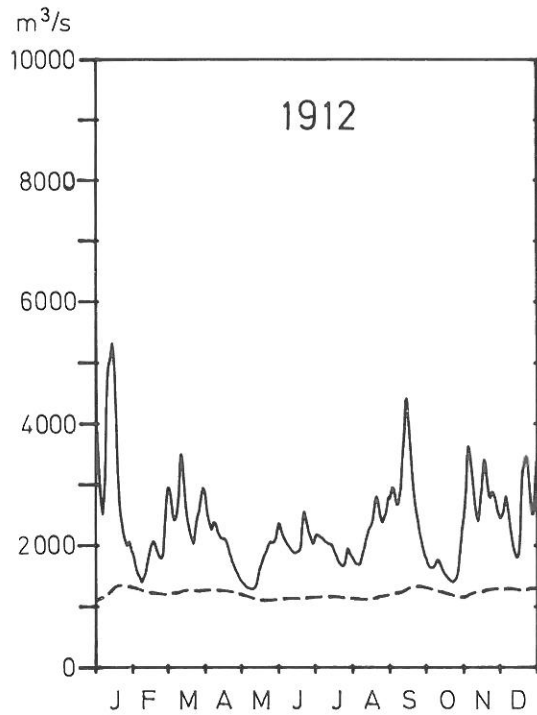
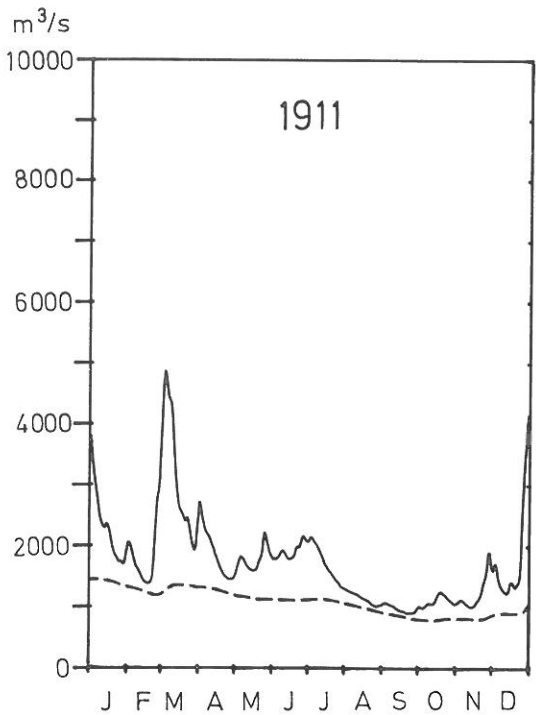
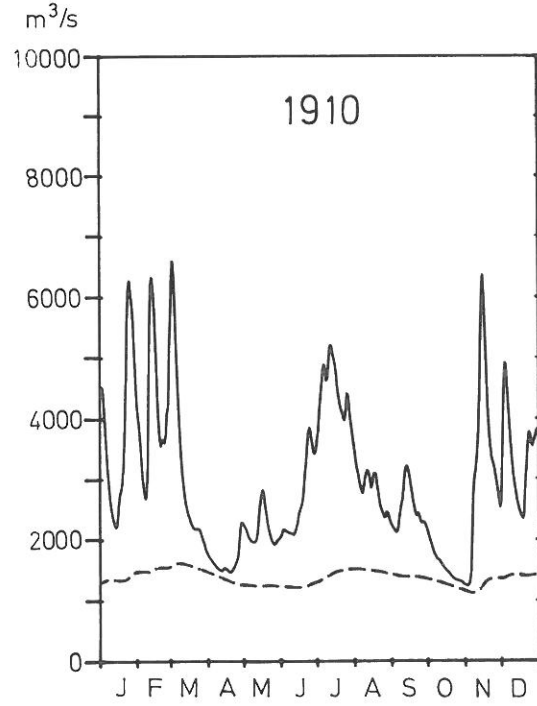
1908



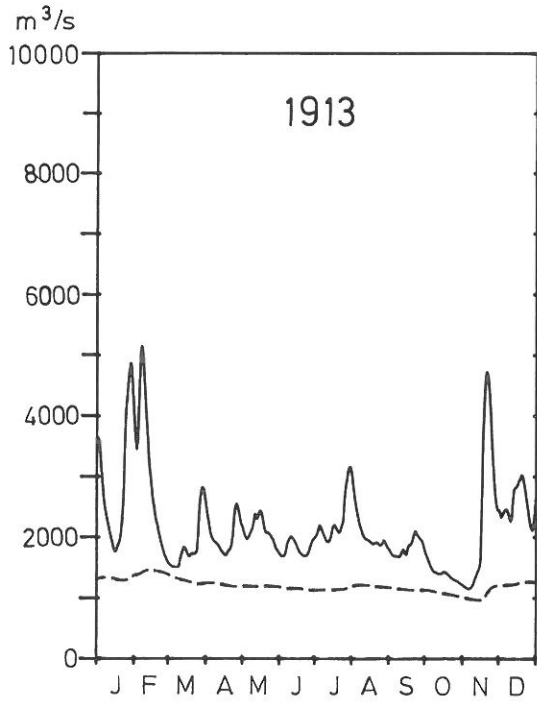
Rhin Lobith



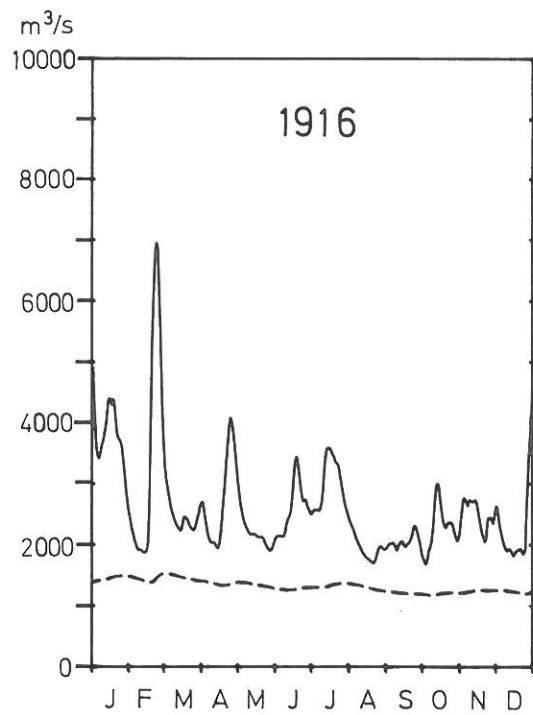
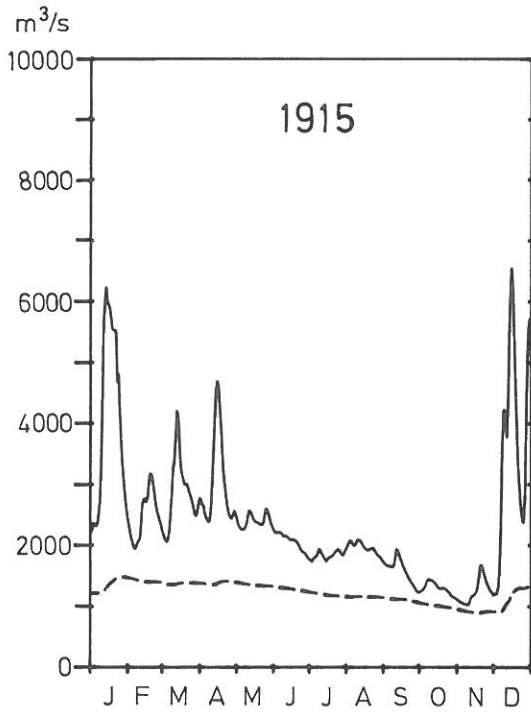
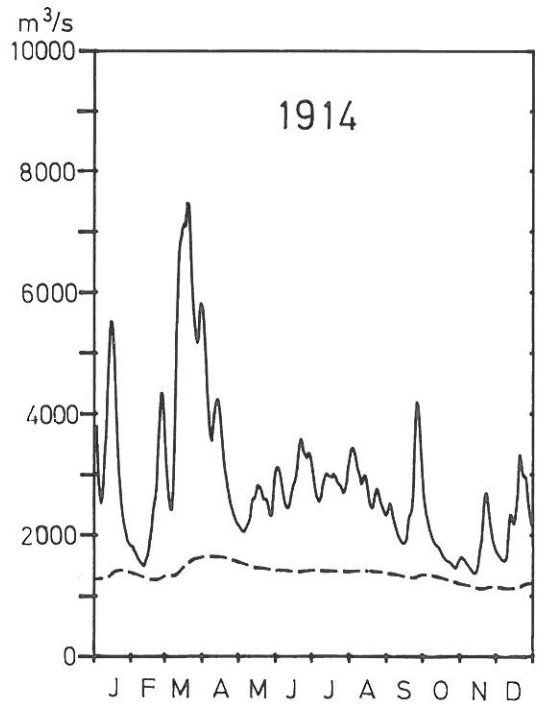
Rhein Lobith



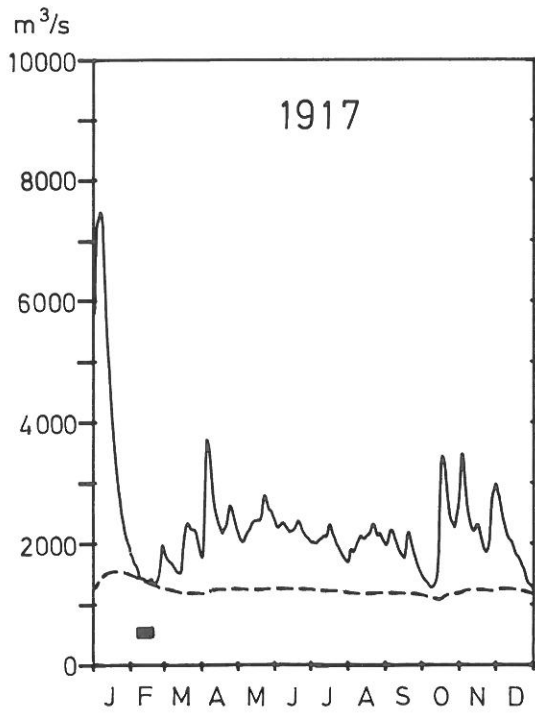
Rhin Lobith



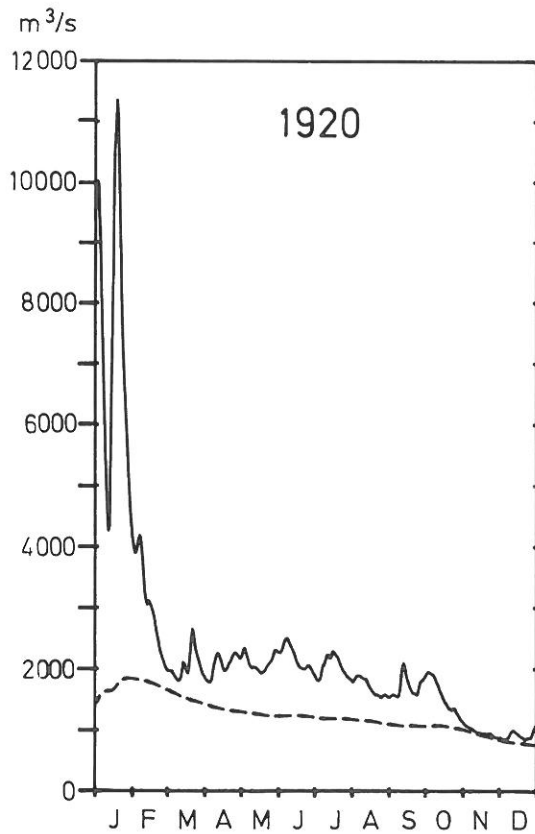
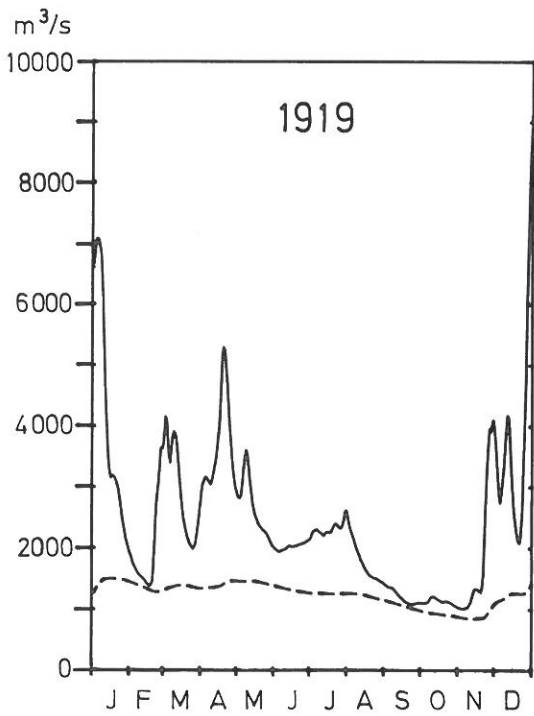
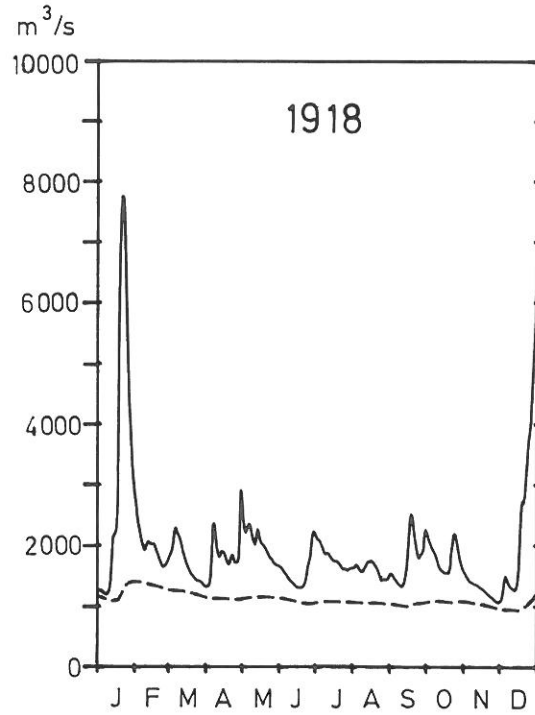
Rhein Lobith



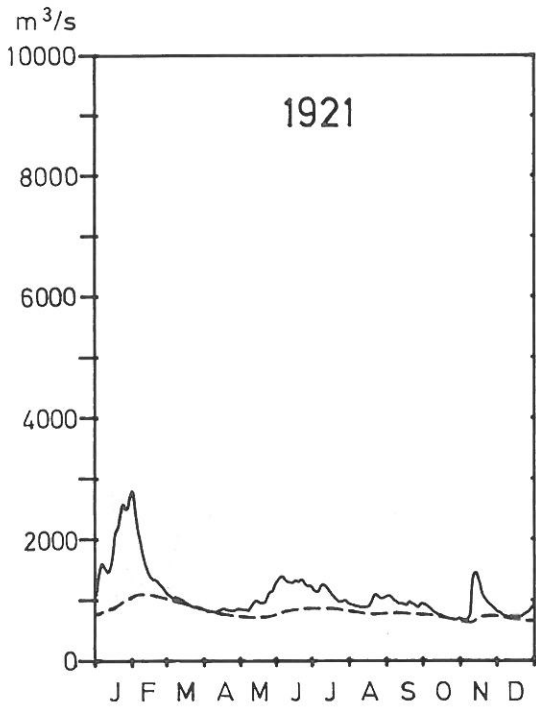
Rhin Lobith



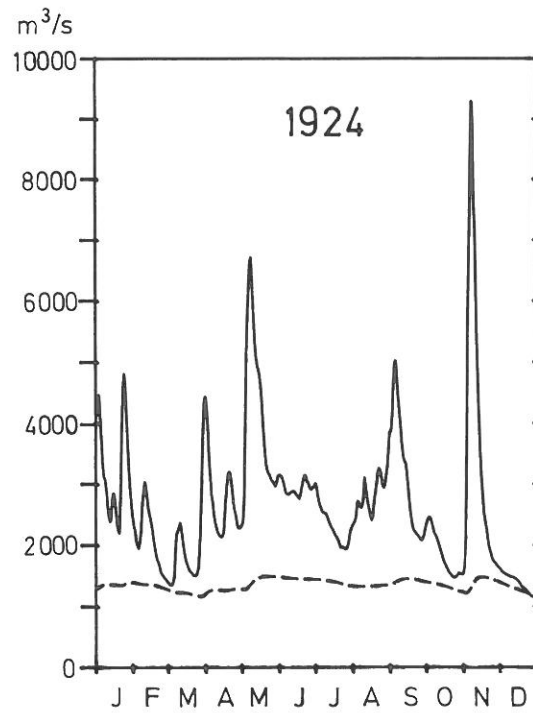
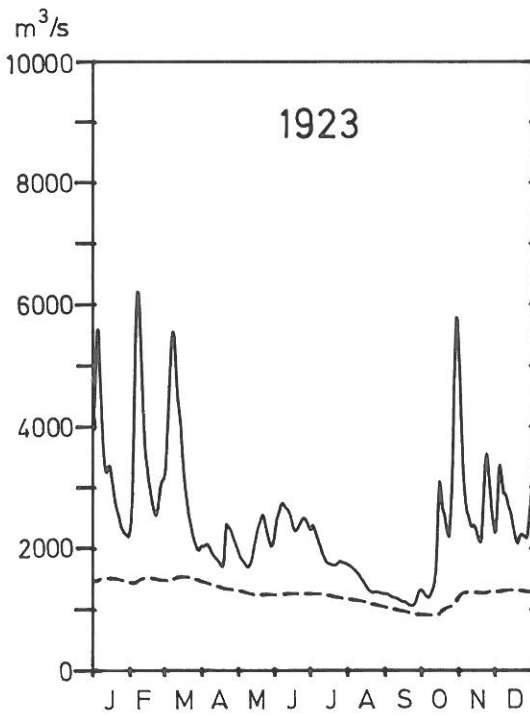
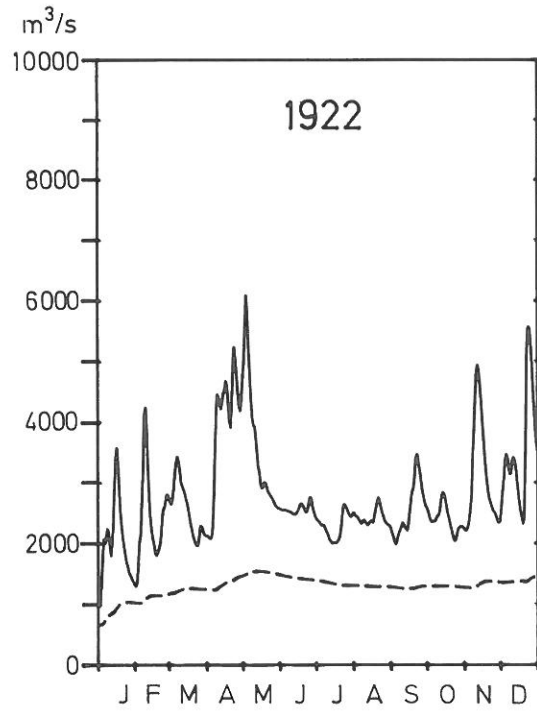
Rhein Lobith



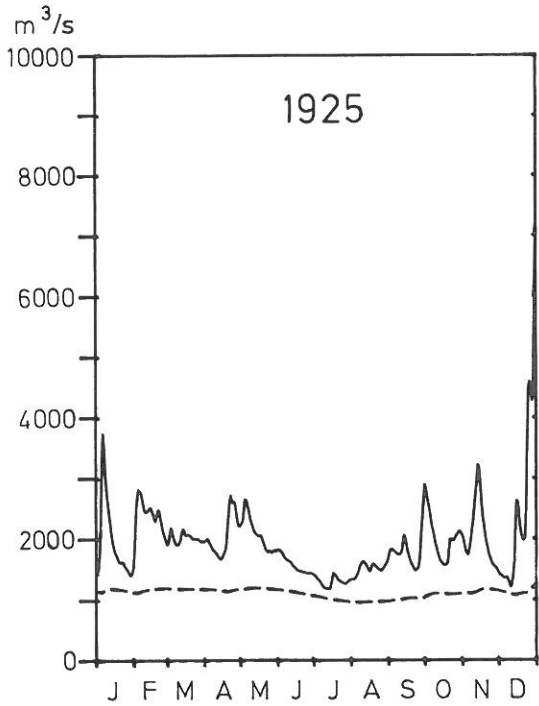
Rhin Lobith



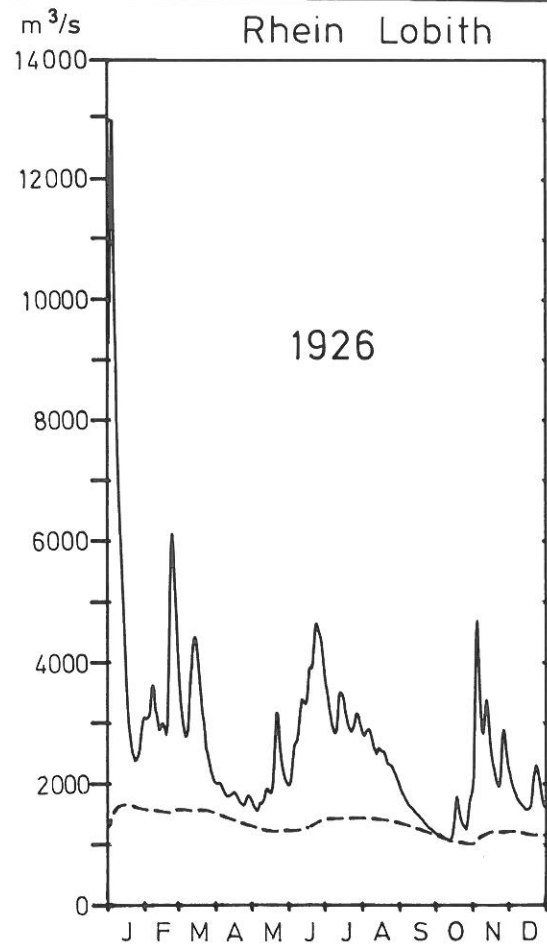
Rhein Lobith



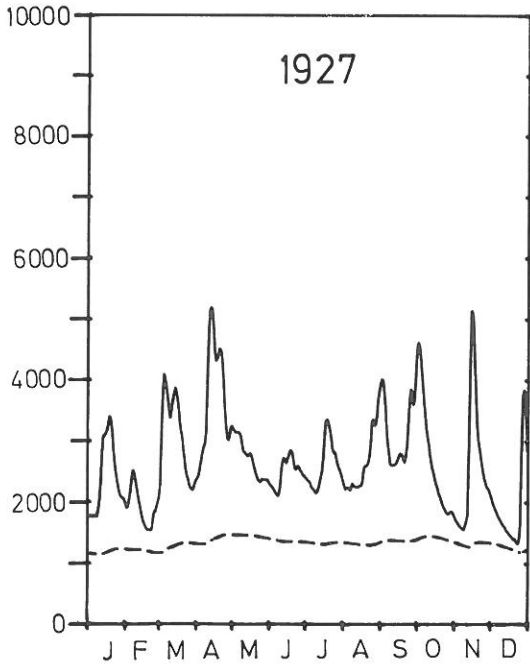
Rhin Lobith



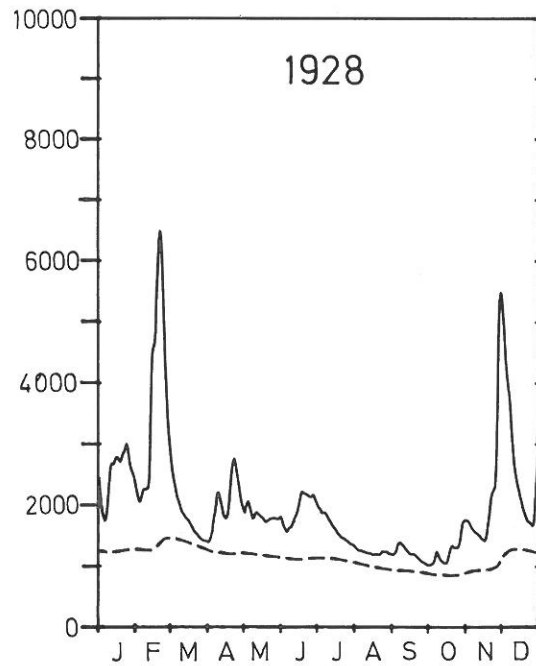
Rhein Lobith



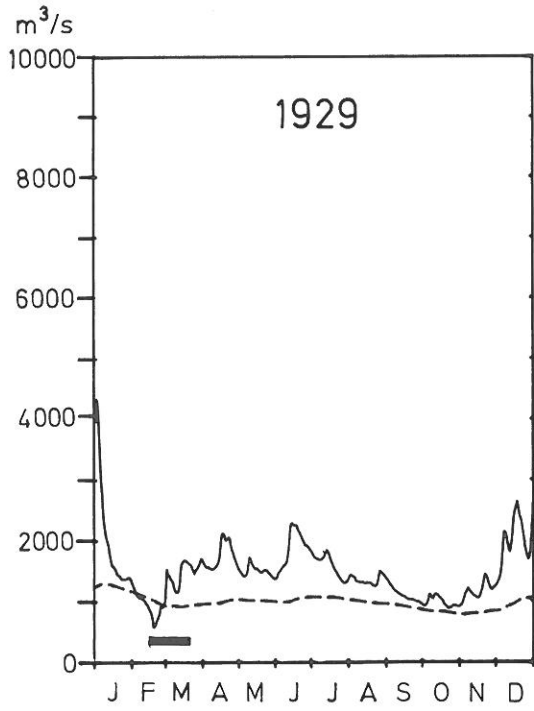
m³/s



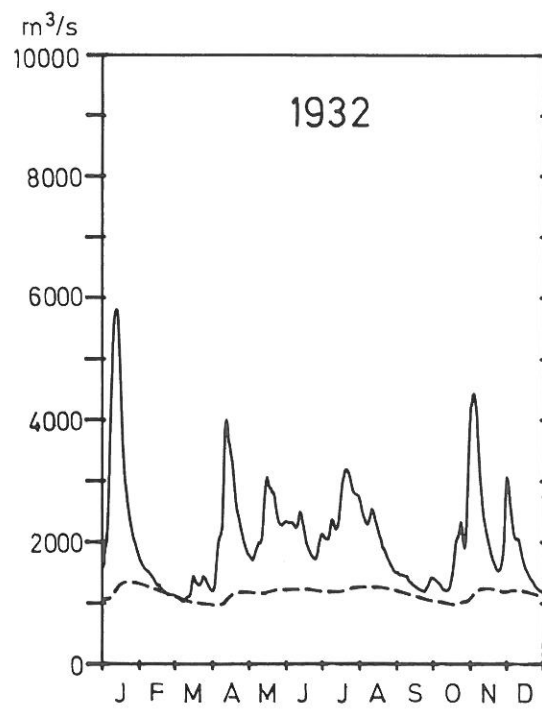
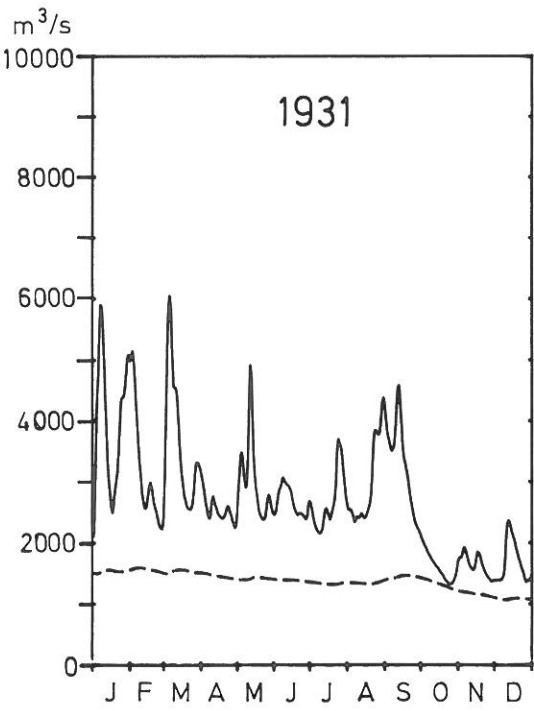
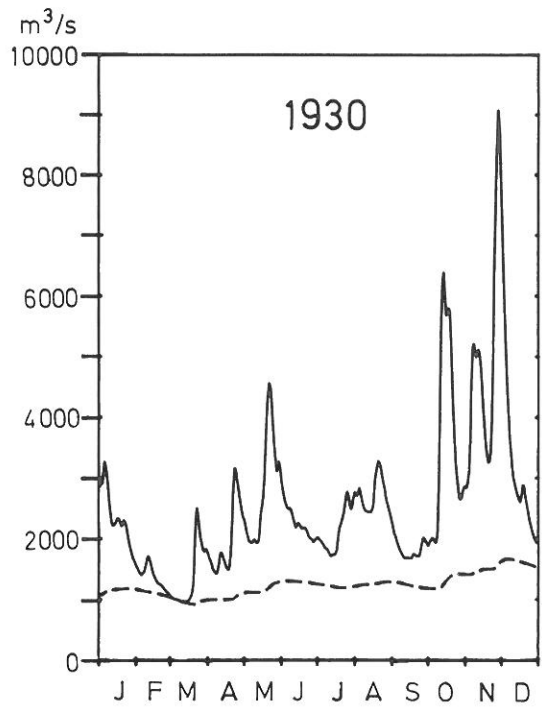
m³/s



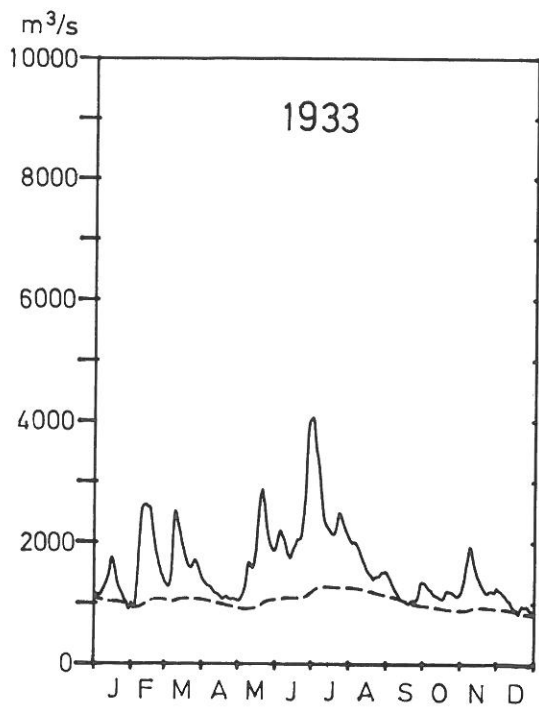
Rhin Lobith



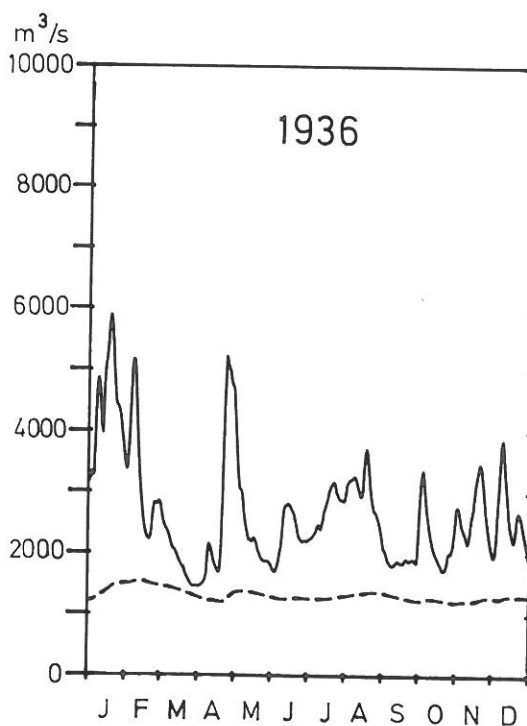
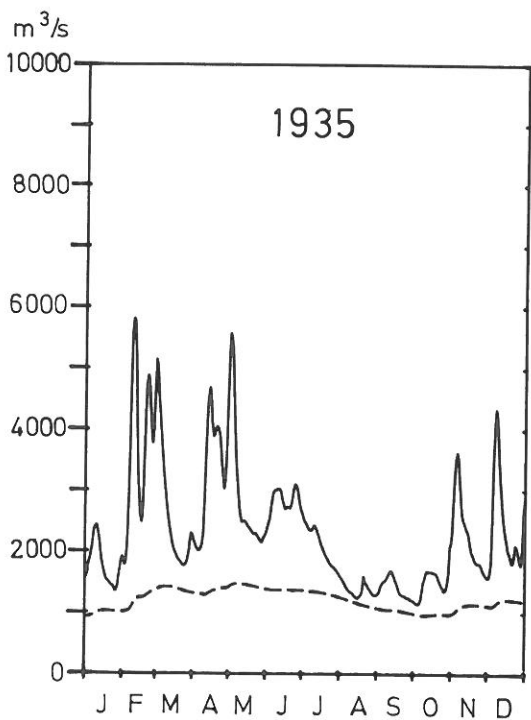
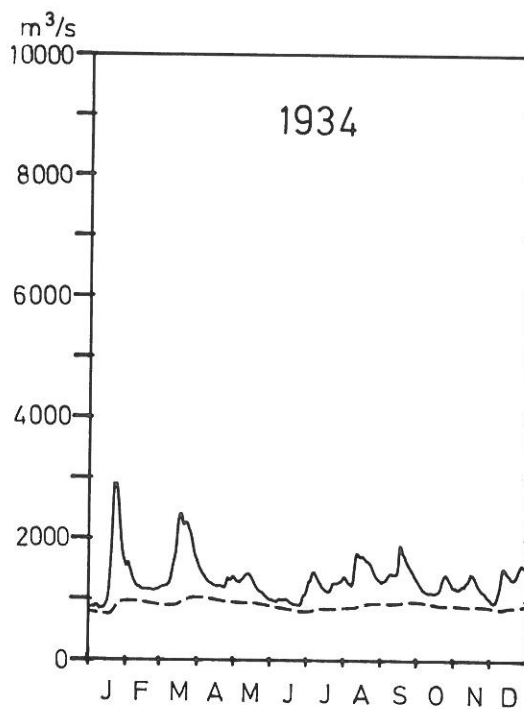
Rhein Lobith



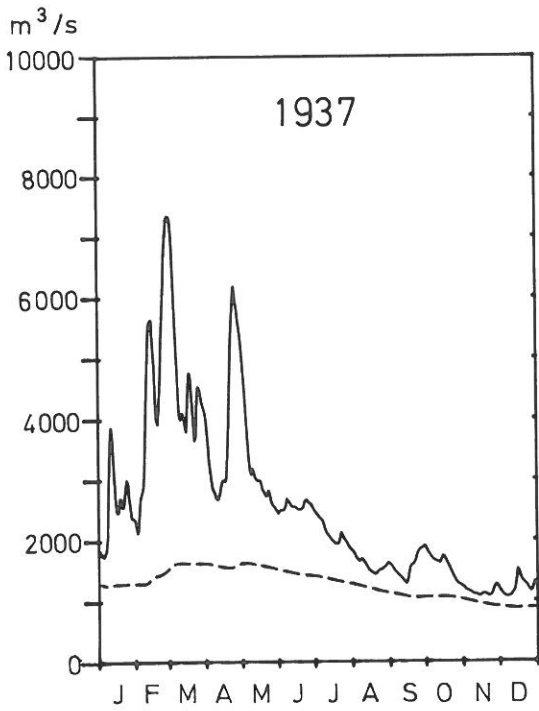
Rhin Lobith



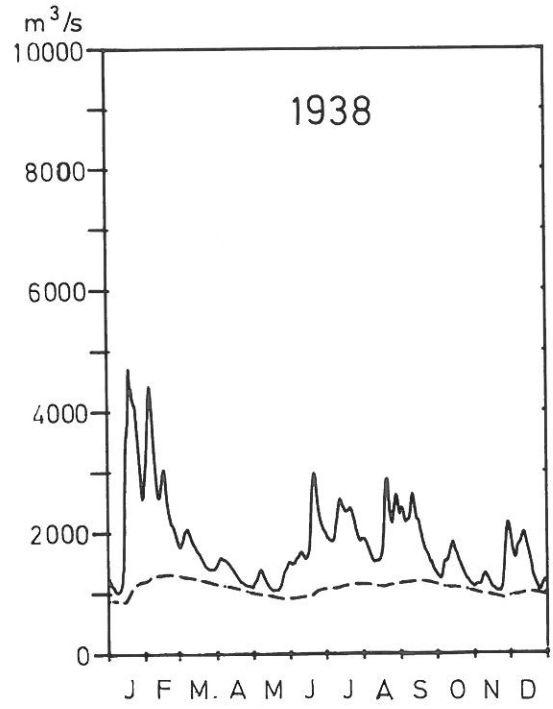
Rhein Lobith



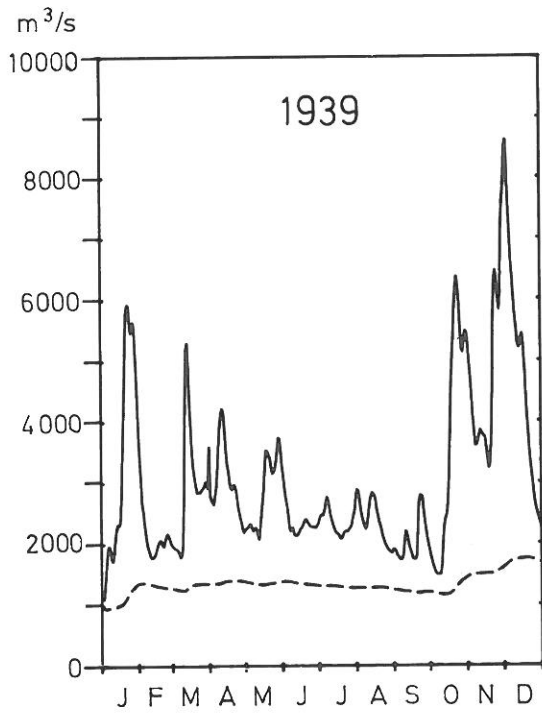
Rhin Lobith



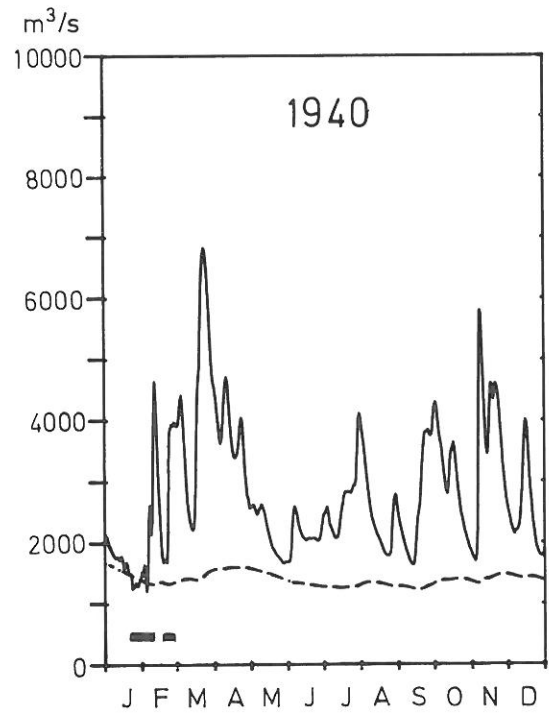
Rhein Lobith



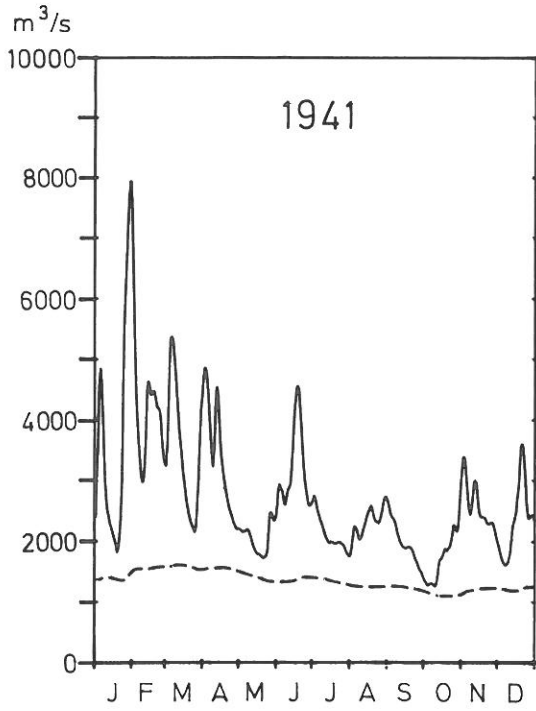
1939



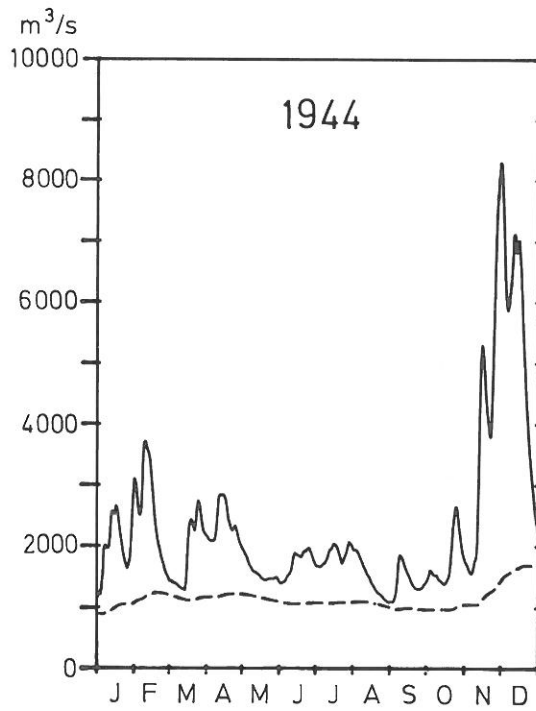
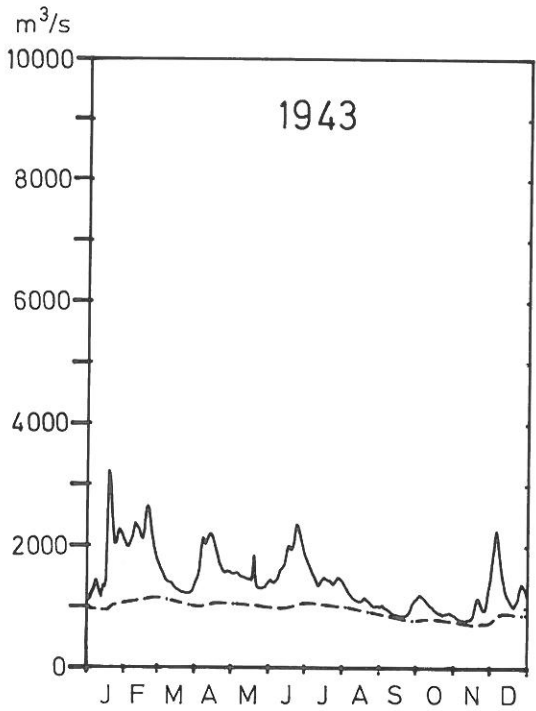
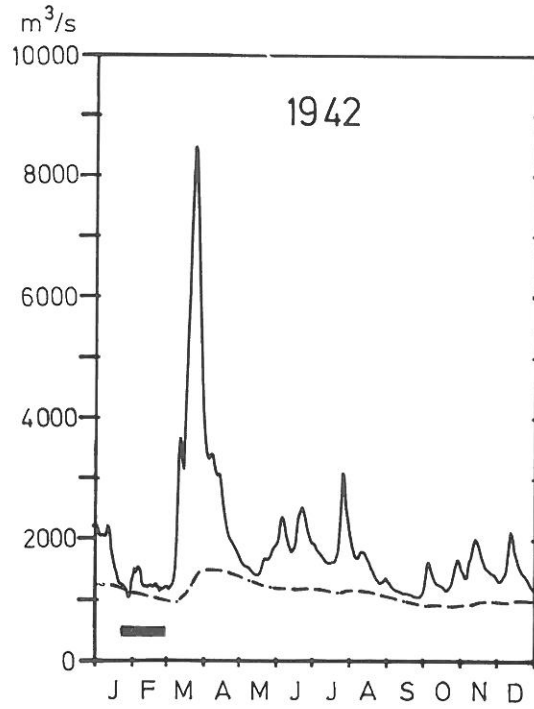
1940



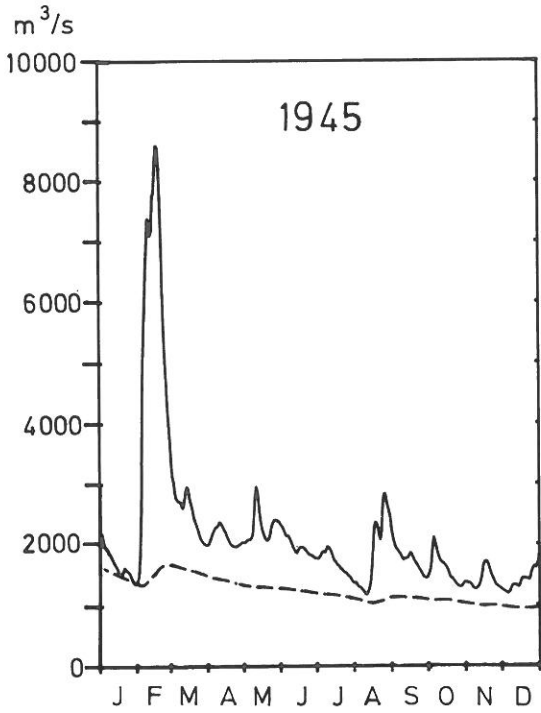
Rhin Lobith



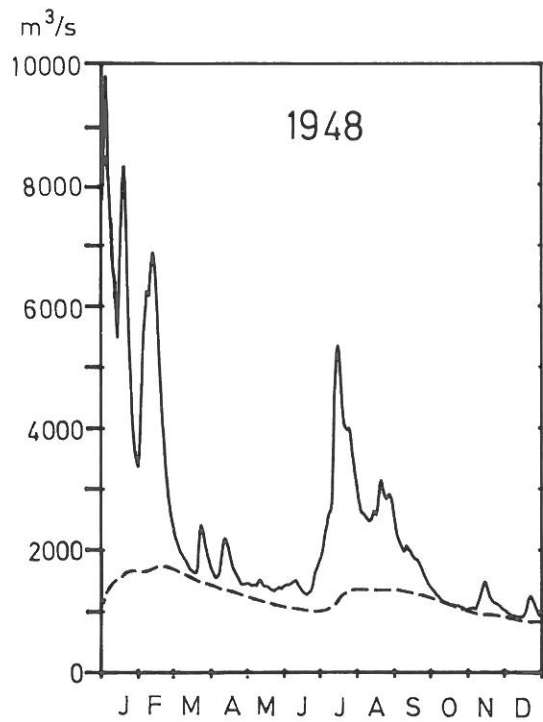
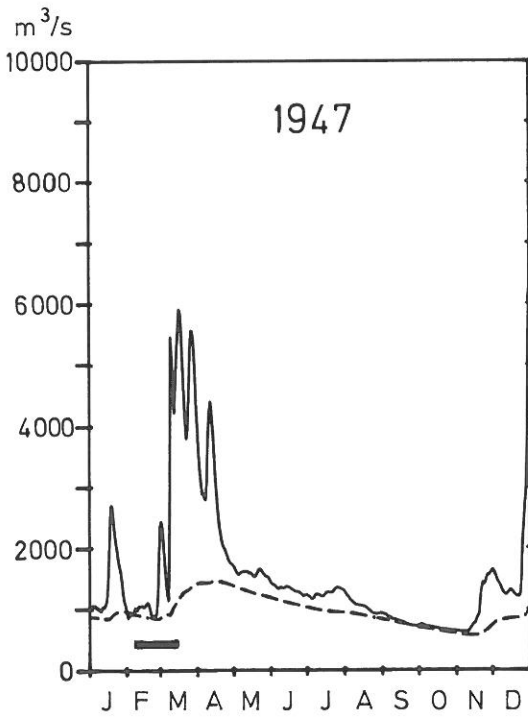
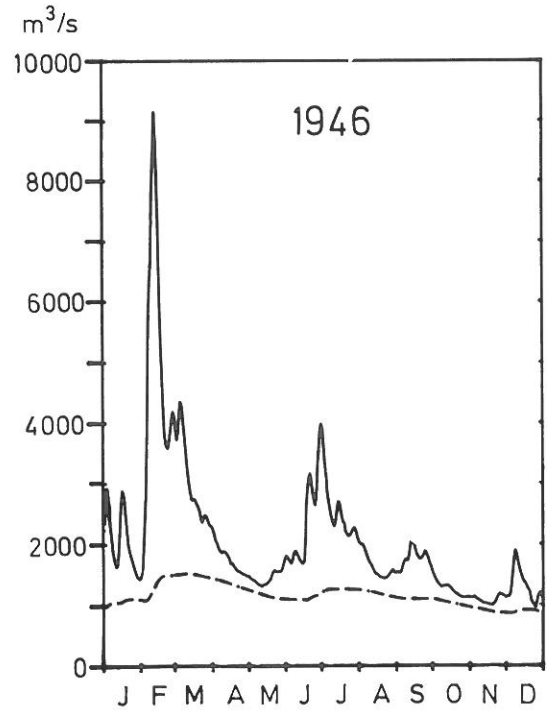
Rhein Lobith



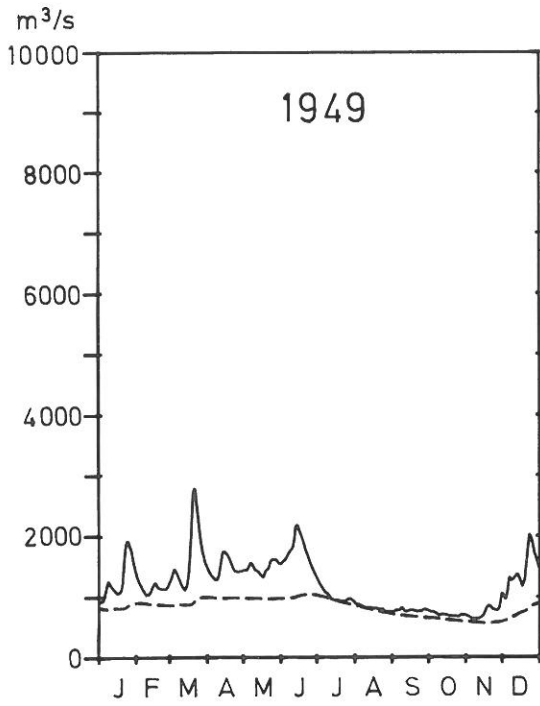
Rhin Lobith



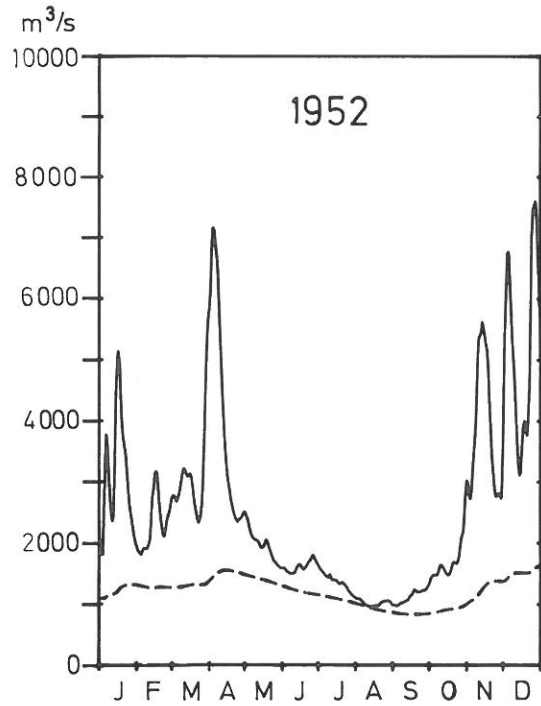
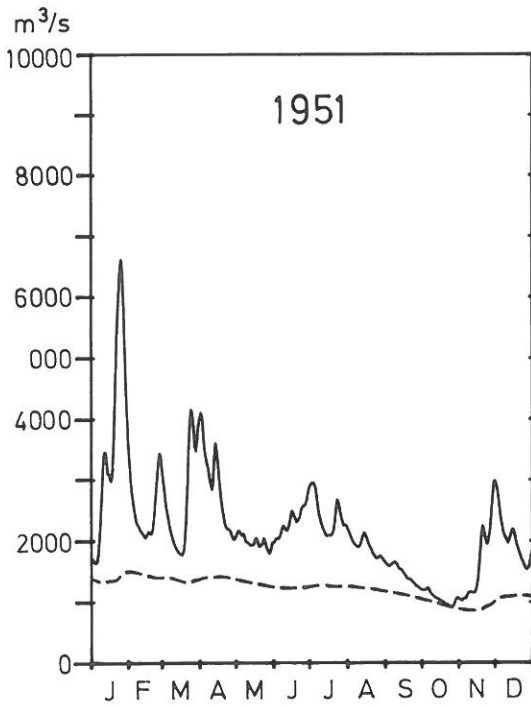
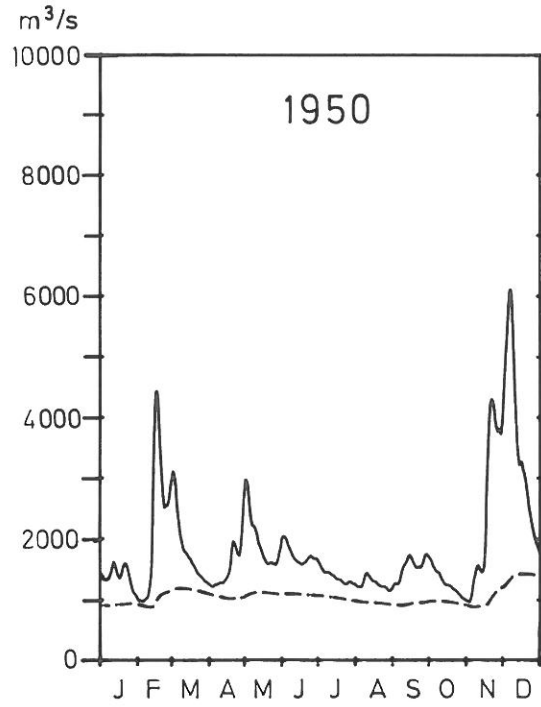
Rhein Lobith



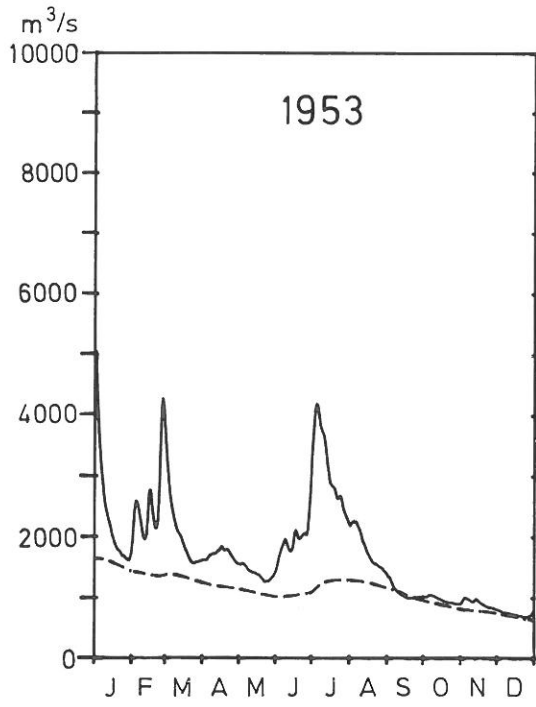
Rhin Lobith



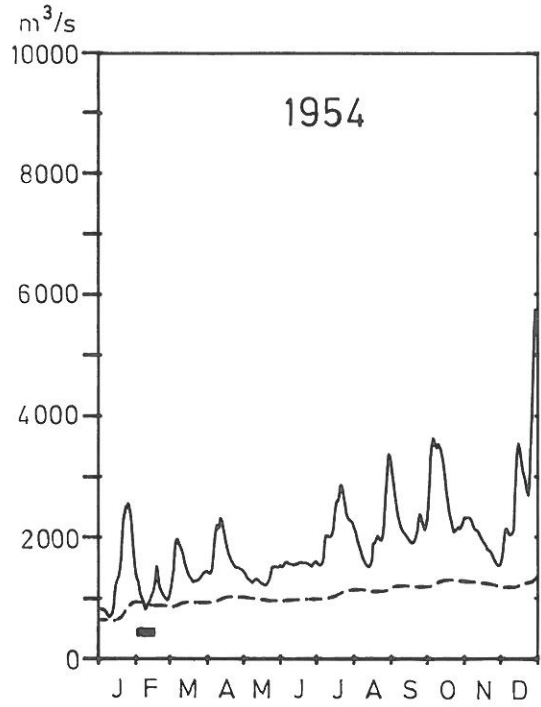
Rhein Lobith



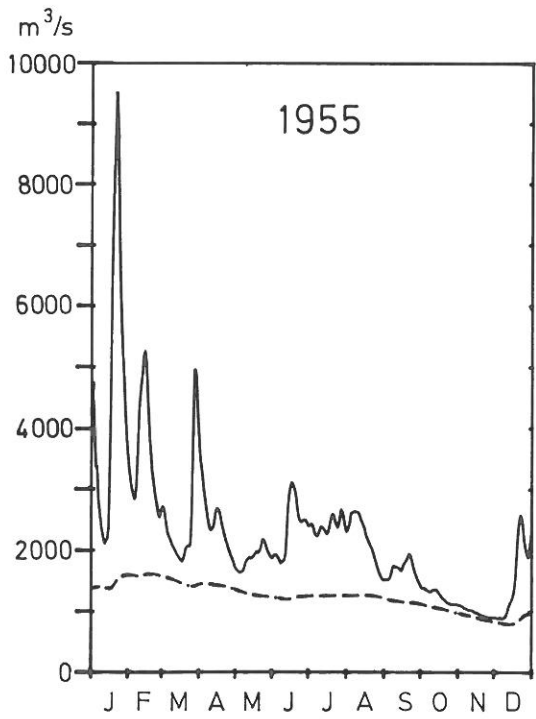
Rhin Lobith



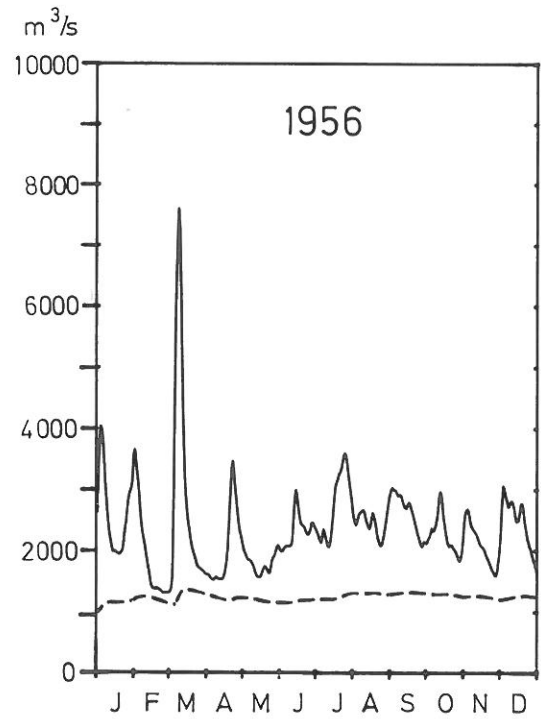
Rhein Lobith



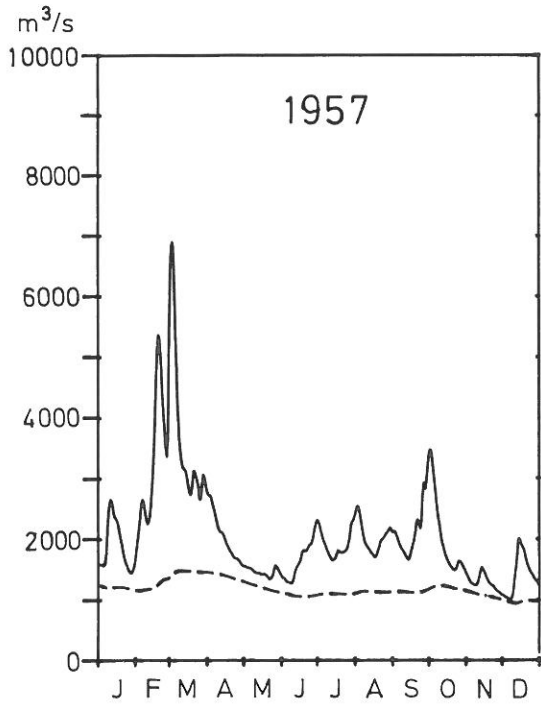
1955



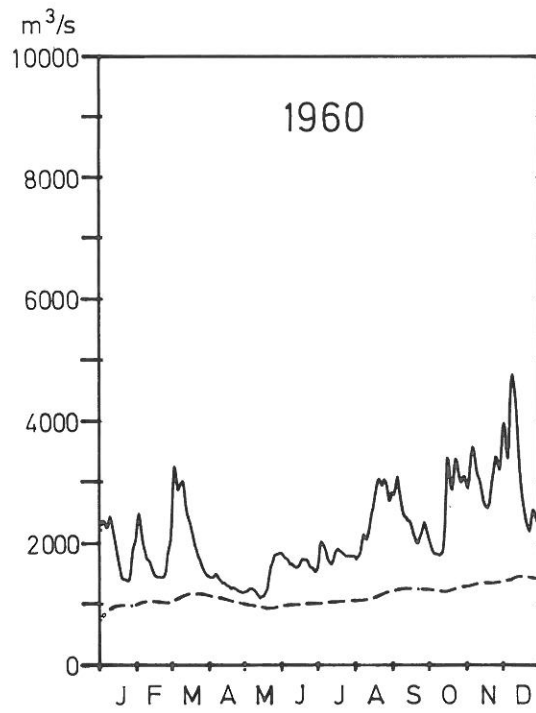
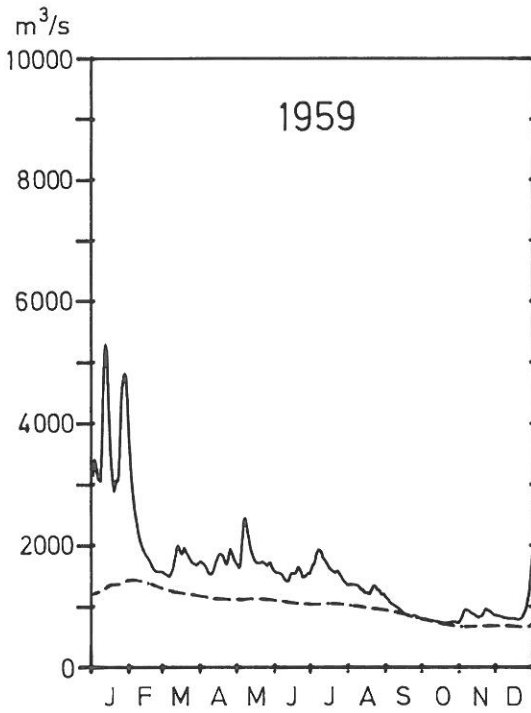
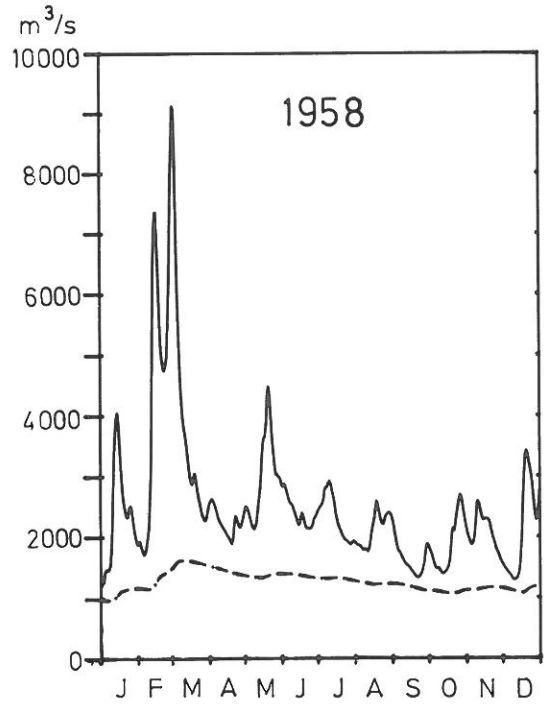
1956



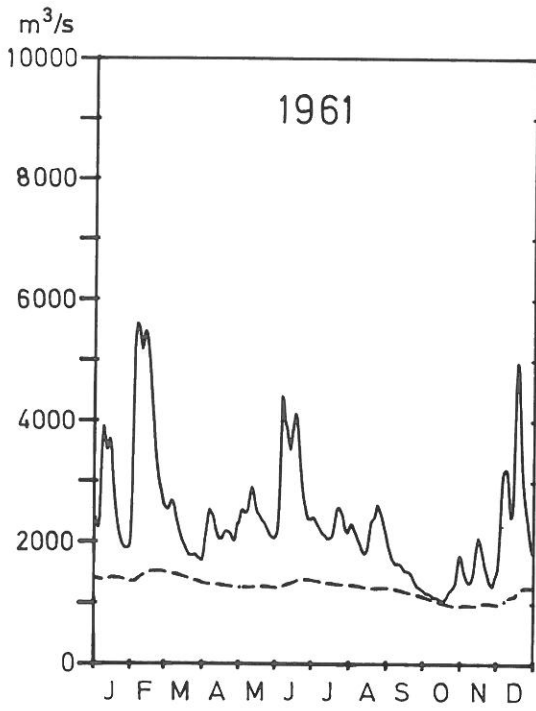
Rhin Lobith



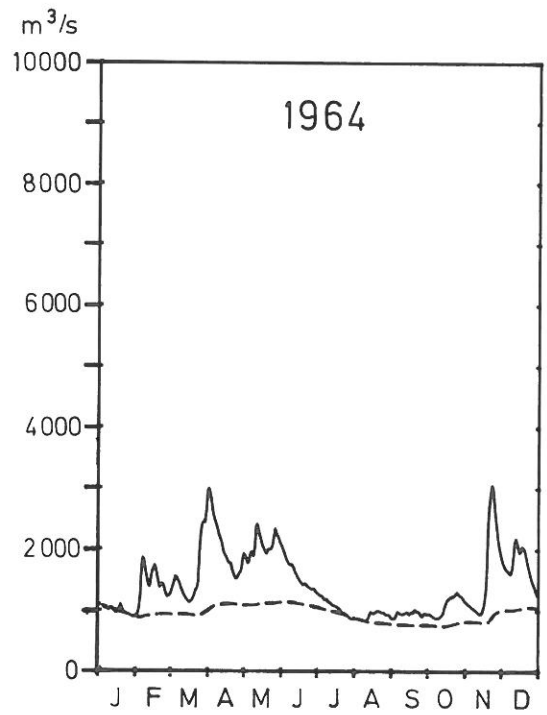
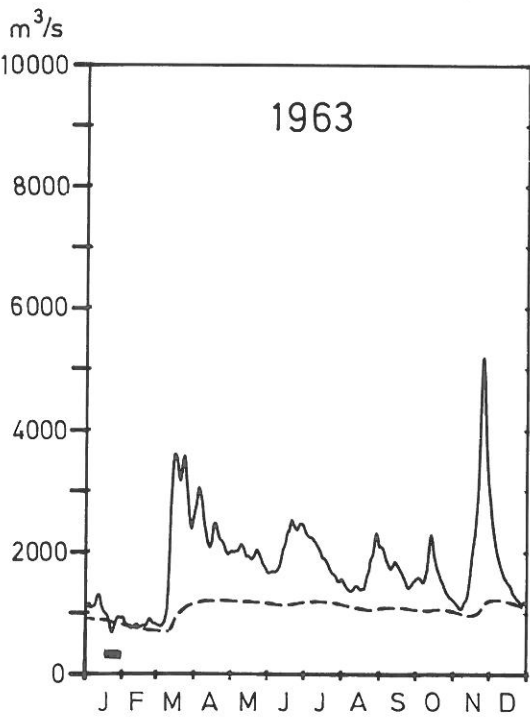
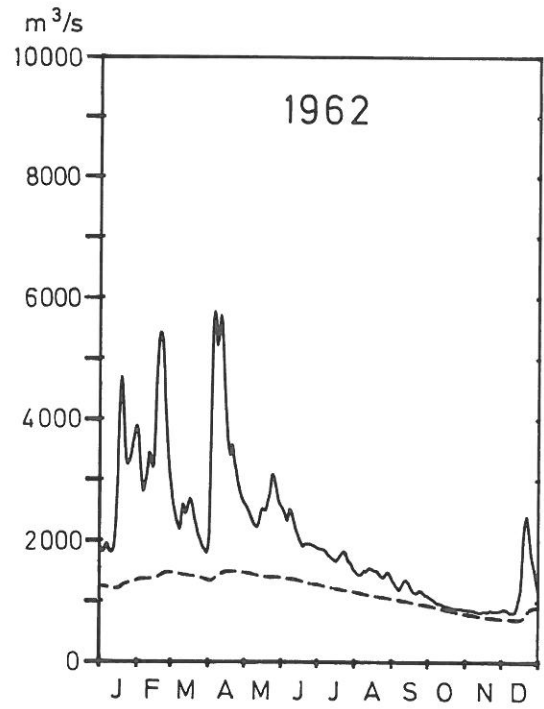
Rhein Lobith



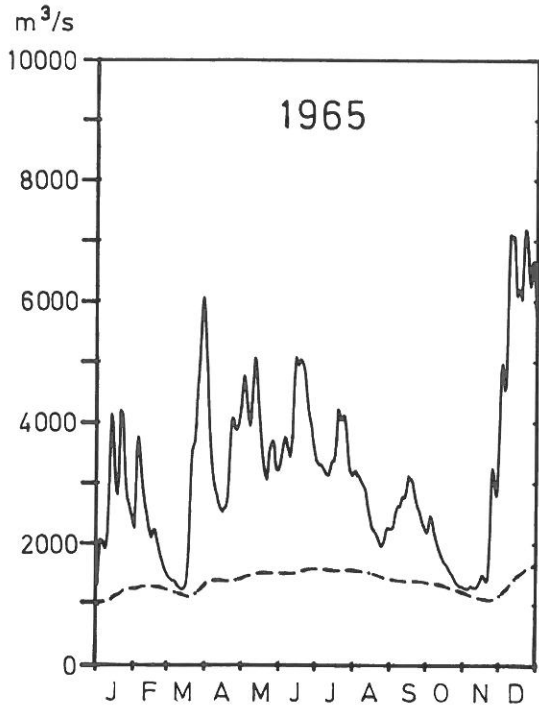
Rhin Lobith



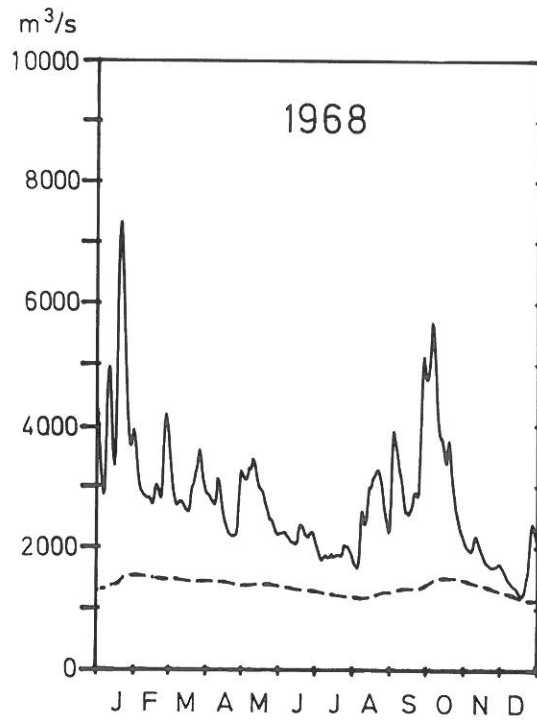
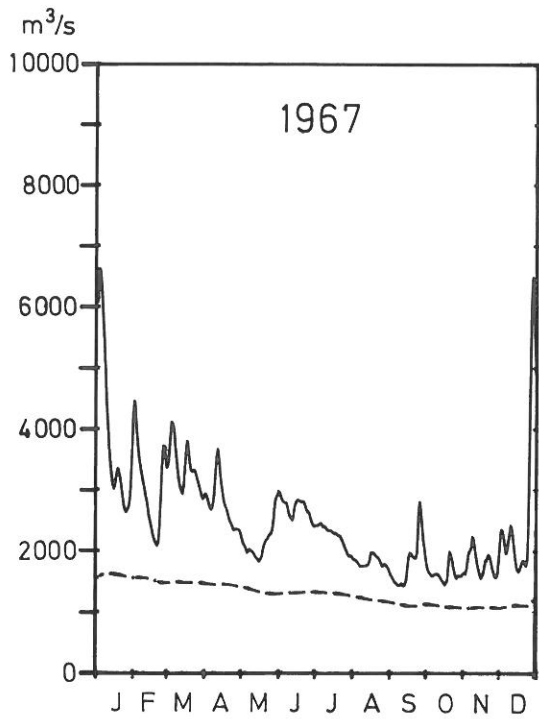
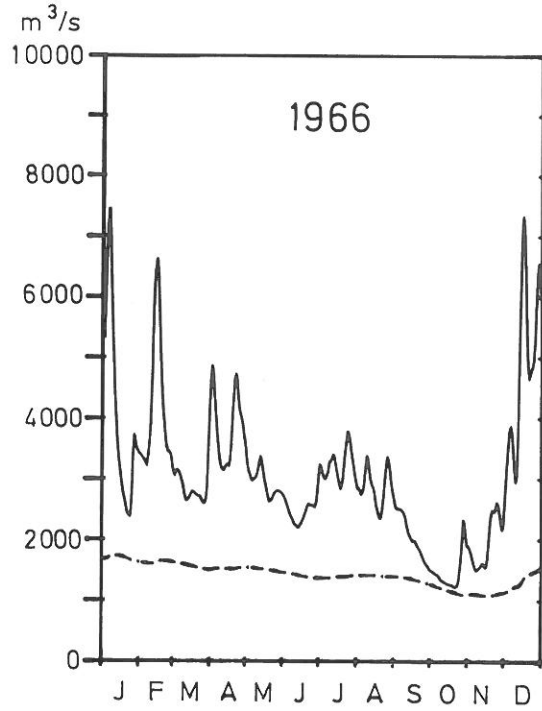
Rhein Lobith



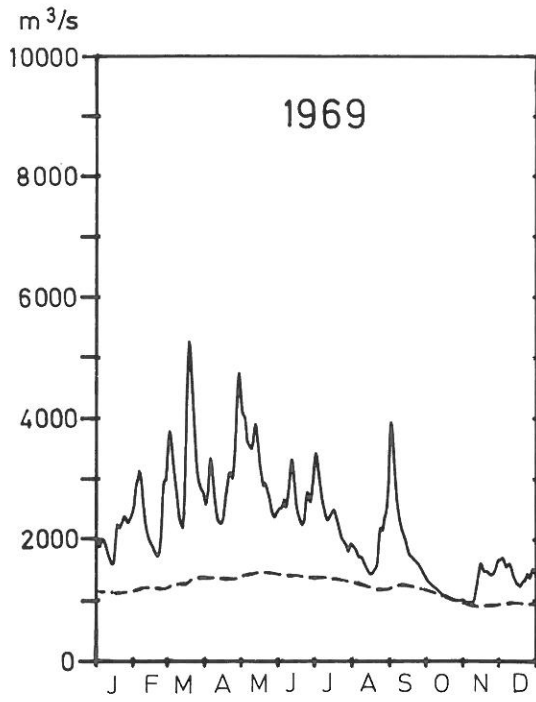
Rhin Lobith



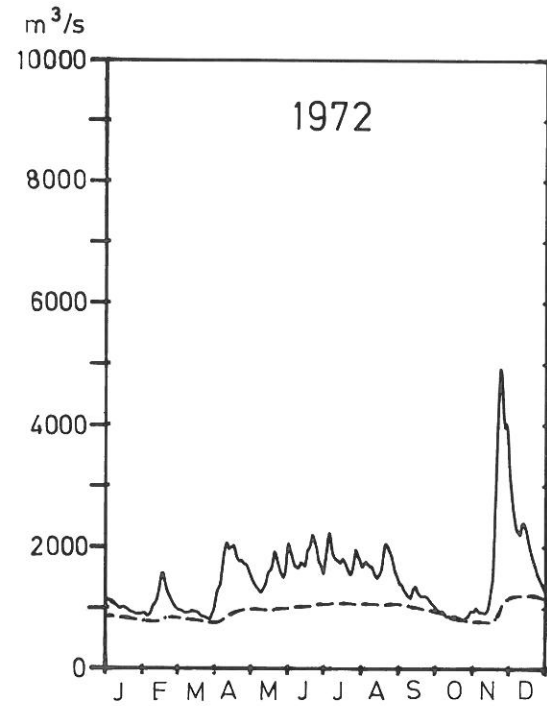
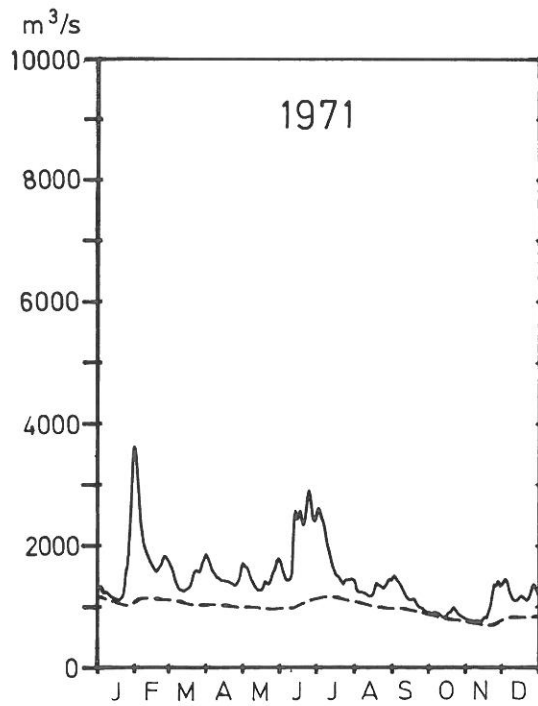
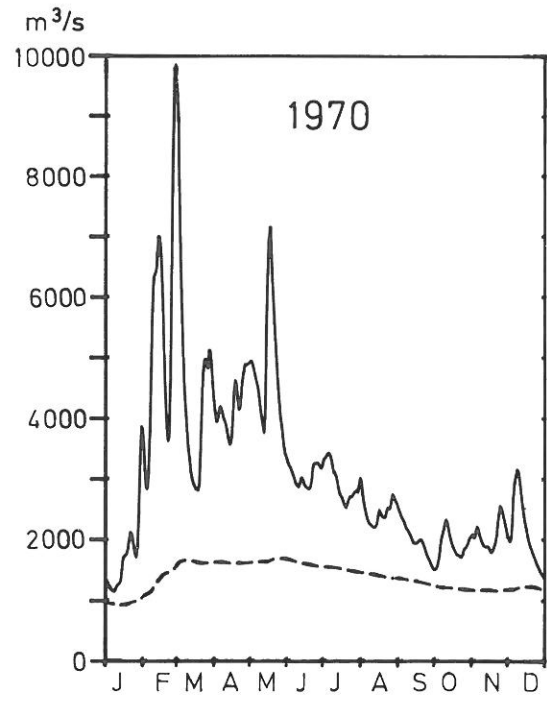
Rhein Lobith



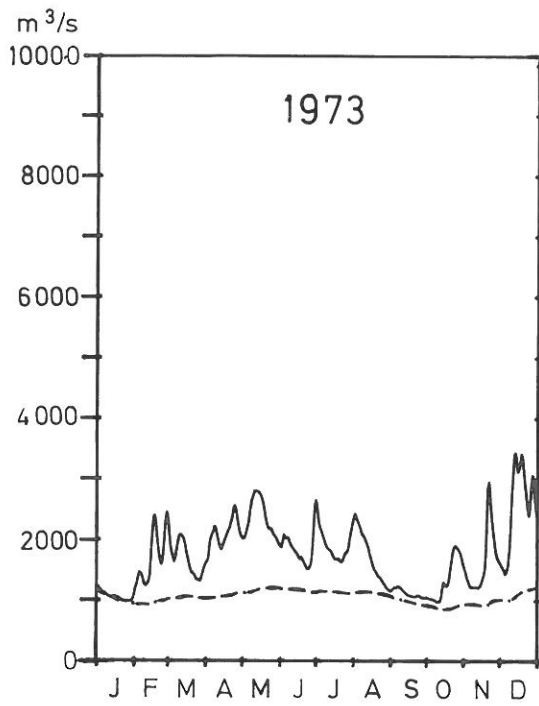
Rhin Lobith



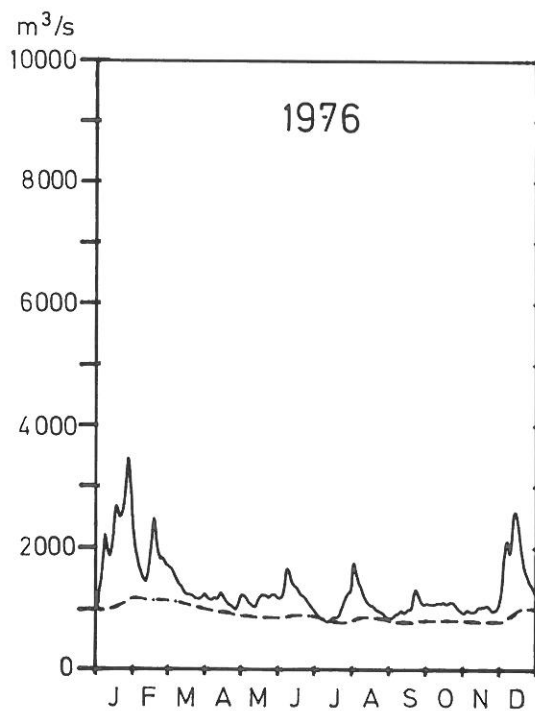
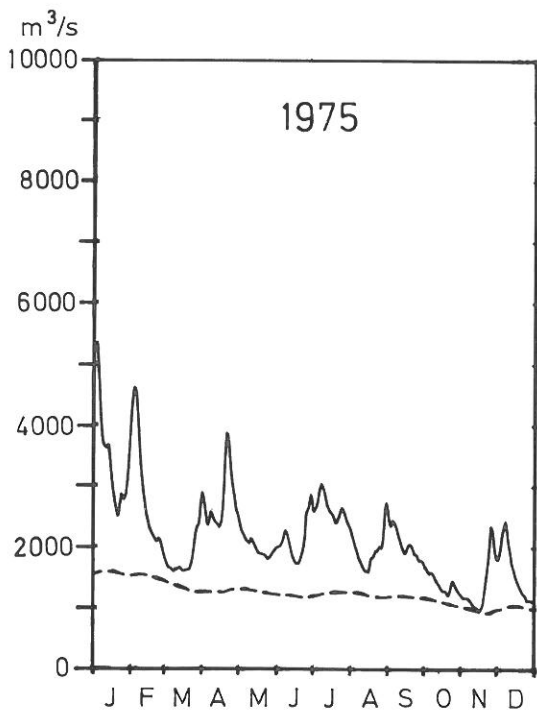
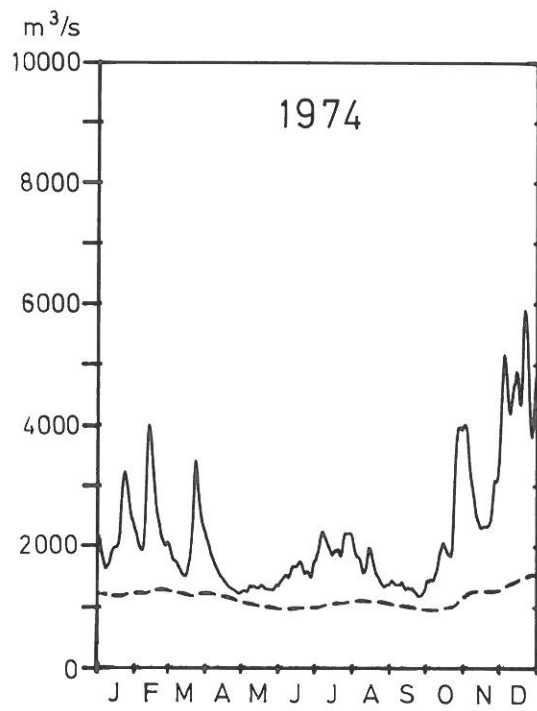
Rhein Lobith



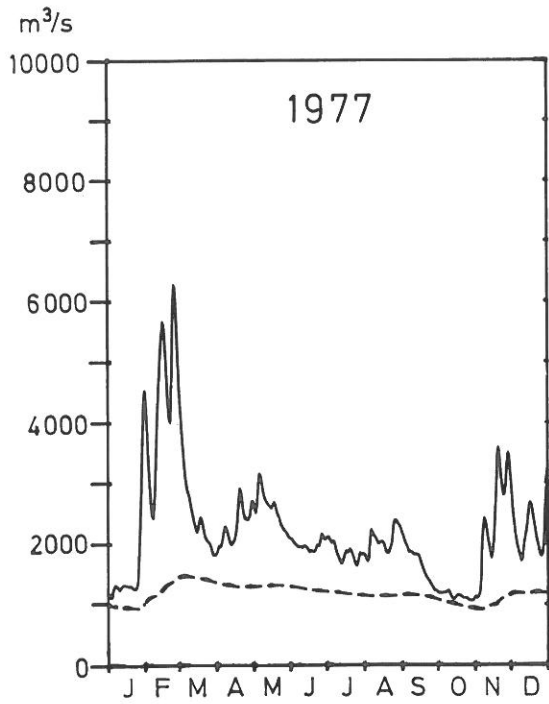
Rhin Lobith



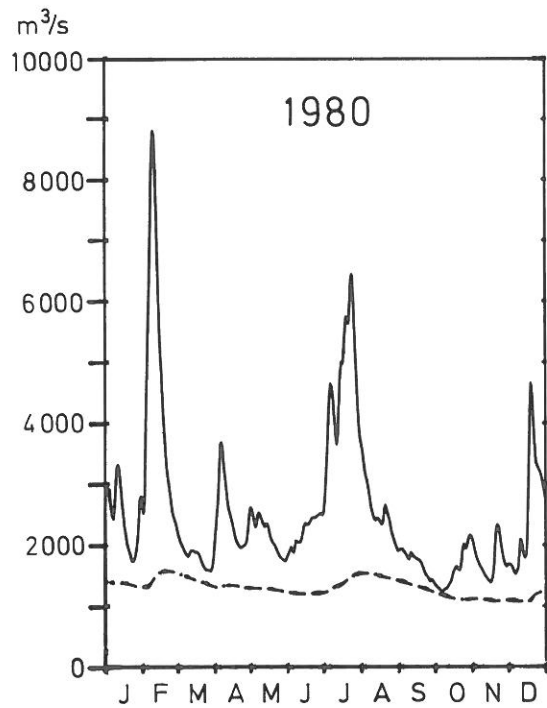
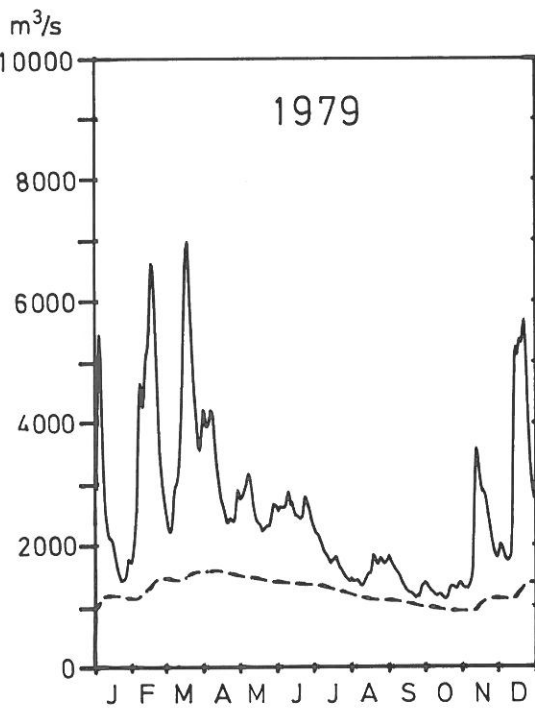
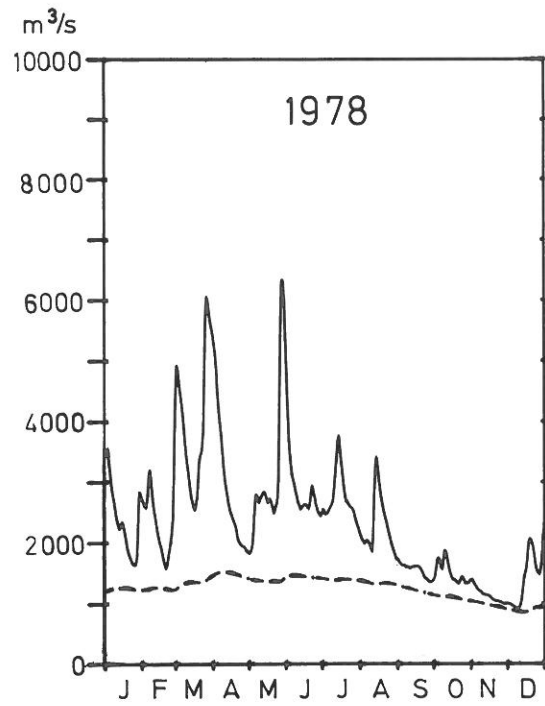
Rhein Lobith



Rhin Lobith



Rhein Lobith



PUBLICATIONS DE LA CHR
KHR – VERÖFFENTLICHUNGEN

Le bassin du Rhin, **Monographie Hydrologique**. Staatsuitgeverij, La Haye, 1978.
Das Rheingebiet, **Hydrologische Monographie**. Staatsuitgeverij, Den Haag, 1978.

rapports de la CHR
Berichte der KHR

I-1 Prévisions objectives et quantitatives des précipitations dans le bassin de Rhin. Etat de la question en 1982.
D. Grebner, 1982.

Objektive, quantitative Niederschlagsvorhersagen im Rheingebiet. Stand 1982. D. Grebner, 1982.

rapports sous l'égide de la CHR
Berichte unter Schirmherrschaft der KHR

II-1 Analyse quantitative des débits. J. W. van der Made, 1982.
Quantitative Analyse der Abflüsse. J. W. van der Made, 1982.

