

# Katastrophale Abflüsse als Funktion der Einzugsgebiete

Mit 5 Abb. im Text

Von MAURICE PARDÉ, Grenoble \*

## A. Allgemeine Einführung

### 1. Eine Formel der maximalen Abflußmenge als Funktion des Einzugsgebietes

Man darf nicht zu viel von Formeln halten, welche den fluviatilen Abfluß als Funktion dieses oder jenes Faktors darstellen. Tatsächlich sind die hydrologischen Faktoren durchaus nicht einfach. Wollen wir sie alle in einer Gleichung unterbringen, laufen wir Gefahr, diese weniger anwendbar zu machen, ohne dabei die Sicherheit zu haben, ernstliche Fehler zu vermeiden<sup>1</sup>. Denn häufig kennt man den wirklichen Wert gewisser Faktoren und sogar den Sinn, in dem sie wirken, nur wenig und man kann die Einflüsse ziffernmäßig schwer bestimmen, vor allem die a priori nur abgeschätzten Wirkungen der Natur des Bodens.

Allerdings können die Formeln, die durch Fachleute aufgestellt wurden, ohne Rücksicht auf ihre Gesamtverifikation als Weg zu einer sicheren Lösung große Dienste leisten, indem sie eine an manche Werte angenäherte Schätzung erlauben und dank ihrer Parameter für allgemeine Diskussionen und Vergleiche einfachere zahlenmäßige Grundlagen liefern als die Tatsachen selbst.

Die Mängel und Vorteile erscheinen besonders in den Formeln, die den größtmöglichen Abfluß mit dem gegebenen verknüpfen wollen oder gewisse sehr reduzierte Frequenzen mit dem Einzugsgebiet von Flüssen. Die einfachste dieser Formeln wurde in Frankreich von dem ausgezeichneten Hydrologen A. COUTAGNE geschaffen, bzw. wenigstens mit gewissen Einzelheiten in ihren Anwendungen studiert. Nach ihm ist  $Q = A \sqrt{S}$ .  $Q$  ist der Maximalabfluß in m<sup>3</sup>/sec. bei Hochwasser,  $S$  das Einzugsgebiet in km<sup>2</sup> und  $A$  ein entsprechend den geophysikalischen Faktoren regional variabler Koeffizient. Doch kann man ihn in bestimmten großen Einzugsgebieten (bis 50.000 oder 100.000 km<sup>2</sup>) längs der Flüsse oder für gewisse Gruppen von Einzugsgebieten in einem homogenen Bereich als stabil ansehen.

---

\* Die Übersetzung aus dem Französischen besorgte freundlicherweise Frau Dr. Th. PIPAN, eine nochmalige Überarbeitung erfolgte durch den Schriftleiter. Für einige Sätze wurde in Fußnoten der Originaltext beigelegt.

<sup>1</sup> Man muß von diesem Gesichtspunkt aus zwei Typen von hydrologischen Formeln unterscheiden, die gewöhnlich klar zum Ausdruck kommen: Die einen zielen darauf ab, a priori, d. h. wenigstens teilweise unabhängig von experimentellen Ergebnissen, Resultate über die hydrologischen Tatsachen als Funktion von Faktoren zu vermitteln, wobei nur ein Einzugsgebiet, gleichgültig, wo auf der Welt, mit entsprechender Ausdehnung, im Inneren von bereits ausgewählten, geophysikalisch verschiedenen Gebieten, wichtig ist. Dazu gehört die Formel, deren Anwendung in der vorliegenden Abhandlung erörtert werden soll. Die anderen gelten nur für einen Fluß oder eine Gruppe von Flüssen, für die man schon manche experimentelle Daten hat, also lokale und regionale Grundlagen der Angleichung und Extrapolation. Sie sind fast immer die befriedigendsten, da sie direkt auf festgestellten Tatsachen beruhen. Die allgemein anwendbaren Formeln a priori — auf reiner Schlußfolgerung oder, noch besser, auf deduktiv abgeleiteten Analogien beruhend — können zu merklichen Irrtümern führen, besonders wenn es sich um extreme Wassermengen handelt. Aber die Möglichkeit, daß man durch sie die direkte Beobachtung ersetzen und sie ihr vorausstellen kann, macht sie für den Fall sehr wertvoll, daß man, dank einer ausreichenden Kenntnis der Faktoren, sie für genügend annehmbar hält.

Schon lange wünschten wir uns ein einfaches Kriterium für die Definition und zahlenmäßige Schätzung der Maximalgewalt eines Hochwassers<sup>2</sup>. Wir hoffen, daß der Koeffizient A wenigstens z. T. diesem Wunsche entspricht. Seine Bestimmung für die verschiedenen Fälle und seine Prüfung dienen demnach als Leitmotiv für die Vorstellung, was ein ausnahmsweiser oder gar katastrophaler fluviatiler Abfluß ist. Aber bevor wir die Ziffern mit der Formel vergleichen, zeigen wir deren wesentliche Eigenschaften und auch Nachteile auf, welche man von vorne herein durch Überlegung erkennen kann.

## 2. *A priori-Vorteil der Formel*

Ihr Hauptvorteil ist, daß sie wenigstens roh die folgenden Tatsachen und Zusammenhänge darlegt und daß sie einem der wesentlichen Gesetze der Hydrologie entspricht. 1. Der Brutto-Maximalabfluß in m<sup>3</sup>/sec., ausgehend von den niederschlagsreichsten oder den infolge der Schneeschmelze am stärksten interessierenden Gebieten, vergrößert sich weniger als das Einzugsgebiet entlang eines Flusses. 2. Der maximale spezifische Abfluß (in l/sec. pro km<sup>2</sup>) in einem gegebenen Einzugsgebiet vermindert sich prinzipiell von oben nach unten, während das Einzugsgebiet wächst.

Z. B. können die Abflußrekorde der gleichen Häufigkeit im Flußbereich der Ardèche 20—25 m<sup>3</sup>/sec. pro km<sup>2</sup> für 50 km<sup>2</sup> betragen, hingegen 12—15 für 100 km<sup>2</sup>. Durch Berechnungen, die auf ersten experimentellen Grundlagen beruhen, hat man 7,5 m<sup>3</sup>/sec. per km<sup>2</sup> für 460 km<sup>2</sup> in Aubenas und 3,75 pro km<sup>2</sup> für 2000 km<sup>2</sup> in Vallon festgestellt, was zweifellos annehmbare, auf 10—15% genaue Werte sind. Diese Abnahme, die ein Korrelat zur Zunahme des Bruttoabflusses ist, scheint bis zu einem gewissen Grade und innerhalb gewisser zahlenmäßiger Grenzen ziemlich genau zur halben Potenz des Einzugsgebietes in Beziehung zu stehen. Dies wird durch zwei Tatsachen begründet.

1. Je kleiner das Einzugsgebiet, desto mehr tendiert das Hochwasserphänomen (fluviatiler Abfluß) dazu, sich mit wenig Verlust durch Versickerung, Verdunstung usw. und geringer Verzögerung dem Ausmaß des Niederschlagsphänomens anzugleichen. Für die kleinen Einzugsgebiete gilt, daß der maximale fluviatile Abfluß bestrebt ist, sich stärker, manchmal bis zur tatsächlichen Gleichheit dem mittleren fluviatilen Abfluß zu nähern, der durch die entscheidenden Niederschläge bestimmt wird. Je mehr sich das Einzugsgebiet vergrößert, destomehr tendiert das Hochwasserphänomen danach, sich gegenüber dem Niederschlagsphänomen zu verzögern und abzuschwächen<sup>3</sup>. Das Verhältnis des maximalen fluviatilen Abflusses zu jenem einer bestimmten Zeitspanne schreitet z. B. von 0,8 oder 0,9 (manchmal von 1) gegen die Quelle zu auf 0,7 für 10.000 km<sup>2</sup>, 0,55 für 20.000 km<sup>2</sup>, 0,30 für 60.000 km<sup>2</sup> usw. weiter.

2. Andererseits, wenn sich das Einzugsgebiet vergrößert — ausgehend von der niederschlagsreichsten Zone, mit der man bei einer solchen Untersuchung beginnt — vermindert sich der durchschnittliche Niederschlag. Und diese Ver-

<sup>2</sup> In unserer Abhandlung wird jeder Grad von Gewalt in verschiedenen, für das Hochwasser typischen Gebieten durch diese oder jene spezifische Abflußmenge ausgedrückt, die nach Einzugsgebieten, Regionen oder Subregionen schwanken.

<sup>3</sup> Lit. PARDE M., Rapport entre l'intensité des pluies et les débits maxima des crues. Rev. pour l'étude des calamités. — Genève, Mai-Juin 1939, p. 131—170, 10 Fig., 1 tabl.

PARDE M., Méthodes pour déterminer les débits maxima des crues exceptionnelles. Comm. intern des grands barrages. Quatrième Congrès, New Delhi, question No. 12, Rapport 97, tome 11, p. 805—844. 7 Fig.

minderung des Wertes, welche das Hochwasser durch sein spezifisches Maximum der gegebenen Proportionen realisiert, reduziert dieses Maximum <sup>4</sup>.

So drückt sich ein Hochwasser derselben relativen Stärke je nach dem Einzugsgebiet durch die spezifischen Maxima sehr verschieden aus (siehe oben für die Ardèche), selbst in einer gegebenen Region, die für das Regime der Hochwässer homogen ist. Aus guten Gründen scheint es unbequem zu sein, die Werte nach l/sec. per km<sup>2</sup> auszudrücken, was für die einzelnen Einzugsgebiete die Hochwässer verschiedener Stärke und Häufigkeit kennzeichnet. Aber wenn die Formel gut ist, mit Werten nicht uniform (was großartig wäre), aber einfach (ungeheurer Vorteil) und hinsichtlich A entsprechend den verschiedenen Einflüssen nicht übertrieben schwankend, gestattet sie uns, für jeden Abschnitt und jedes ausreichend homogene Flußgebiet die absoluten und relativen Grade der Stärke der Überschwemmung, den maximalen Abfluß, zu berechnen †.

### 3. *A priori-Mängel der Formel*

Leider haben wir nicht von vorneherein die Sicherheit, daß A relativ konstant ist, oder nicht zu stark verschieden ist, je nach Abfluß, in den einzelnen Einzugsgebieten verschiedener Größe und in jedem regionalen Rahmen und die Quadratwurzel von S in Betracht zu ziehen, ist durchaus berechtigt. Diese zwei Arten von Stabilität realisieren sich im Prinzip nur unter bestimmten geophysikalischen Bedingungen. Sehen wir für den Augenblick von jenen ab, welche die Abnahme des mittleren Niederschlages flußabwärts betreffen. Es wäre jedenfalls nötig, daß das hydrographische Netz und das Relief sich entlang des Flußlaufes nicht zu sehr ändern. Wenn z. B. das Netz, das für die ersten 5.000 bis 10.000 km<sup>2</sup> sehr konvergiert, sich bei 20.000 km<sup>2</sup> stark verengt, oder wenn es sich in die Länge zieht und zu einem schmalen Couloir oder vice versa verengt, verändert sich der Koeffizient A für ein und denselben Fluß vom Ober- zum Unterlauf. Das kann man von vorneherein vermuten.

Aber vor allem die Überlegungen eines jeden guten Hydrologen zeigen uns Folgendes: Nicht nur der Hochwasserabfluß kann langsamer zunehmen, als es der Funktion der Quadratwurzel des Einzugsgebietes entspricht; auch das Bruttomaximum kann entlang des Flußlaufes, manchmal sogar in beträchtlichen Proportionen abnehmen, indem es sich auf die Hälfte, zwei Drittel oder drei Viertel reduziert, während sich das Einzugsgebiet verdoppelt, verdreifacht oder verzehnfacht. Das ist das Phänomen der Verflachung der Hochwässer. Das gibt es sogar in gewissen Abschnitten, wo Wolkenbrüche auftreten, wenn die Zuflüsse ganz klein sind, ihre Fluten sehr rasch dahineilen, schon lange, bevor die Flut des Hauptflusses ankommt, und wenn diese Gewässer am Weg weite Überschwemmungen erfuhren. Das Phänomen ist umso frappierender und unterschiedener, je schneller beim Steigen und Fallen die Schwankungen des Wasserspiegels, am Ursprung der Strecke, wo die Höchstwassermenge sich verflachen

<sup>4</sup> 60% von 86,4 mm pro Tag (= 1000 l/sec. per km<sup>2</sup> Niederschlag im Einzugsgebiet) machen 600 l/sec. pro km<sup>2</sup>. Wenn der Niederschlag über einem größeren Flußgebiet 86,4 mm ist, wird diese Vergrößerung z. B. bis zu 40% das Verhältnis zwischen fluvialem Abfluß und pluvialen Niederschlag vermindern und das spezifische Maximum wird 400 l/sec. pro km<sup>2</sup> sein. Wenn aber über einem größeren Einzugsgebiet der mittlere Niederschlag z. B. bis zu 70 mm angegeben wird, ergeben sich 810 l/sec. pro km<sup>2</sup> als spezifisches Maximum und es wird aus den zwei Gründen der Verkleinerung nicht mehr als  $0,40 \times 810 = 324$  l/sec. pro km<sup>2</sup> sein.

† „Mais si la formule est bonne, des valeurs non point uniformes (ce serait trop magnifique) mais simples (immense avantage) et point exagérément changeantes de A, selon les débits, nous permettront de définir pour chaque secteur, pour chaque réseau fluvial assez homogène les degrés absoluts et relatifs de gravité des crues, tout en permettant de calculer leurs débits maxima.“

soll, auftraten. In diesem Fall ist die Gleichung sogar für die allgemeine Tendenz, die sie einschließt, widerlegt.

Sie wird ferner, aber in einem umgekehrten Sinne, für solche Flüsse falsch, deren Hochwässer nur vom unteren oder mittleren Einzugsgebiet kommen. Wenn der maximale Abfluß mangels genügend starker Regen im oberen Teil mittelmäßig gewesen ist, kann man sehen, daß er nach unten mehr zunimmt, als es der Quadratwurzel des Einzugsgebietes entspricht und in gewissen Fällen stärker, sogar rascher als das Einzugsgebiet selbst.

### *B. Hochwässer europäischer Flüsse mit mäßig reliefiertem Einzugsgebiet*

Es ist zu untersuchen, ob in gewissen Einzugsgebieten infolge der Homogenität der Relieftypen, der Umriss des Gewässernetzes und infolge der Ausdehnung der Niederschläge auf die ganze Oberfläche nicht ausreichend konstante Werttypen für A auftreten. Wir beginnen mit den Einzugsgebieten europäischer Flüsse, welche dieser erste Teil unserer Studie auf wenig mehr als 15.000 km<sup>2</sup> beschränkt.

#### *1. Französische Flüsse mit nicht exorbitanten Hochwässern*

Wir untersuchen zunächst außergewöhnliche, wenn auch durchaus nicht exorbitante Wasserführungen in dem zahlenmäßigen Sinn, den wir später zu diesem Zweck definieren wollen. Betrachten wir vorerst im Garonnebecken den stärksten Abfluß, der zur Zeit der Katastrophe vom Juni 1875 und März 1930 erfolgte<sup>5</sup>. Auf 3500 km<sup>2</sup> hatte die Agout im März 1930 einen Abfluß von 1100 l/sec. per km<sup>2</sup>, was 3800 m<sup>3</sup> entspricht. Der Koeffizient  $A = \frac{Q}{\sqrt{S}}$  beträgt 64. Das gilt sowohl für 9724 km<sup>2</sup> des Tarn bei Montauban (6300 m<sup>3</sup> und 650 l/sec. pro km<sup>2</sup>) als für 15.700 km<sup>2</sup> (8000 m<sup>3</sup>) am selben Fluß bei Moissac. Das ist eine wunderbare Übereinstimmung, denn die möglichen Fehler unseres Abflusses können nicht so groß sein, daß die Wirklichkeit merklich verschiedene Werte von 60—68 für A verlangen würde.

Eine noch schnellere und konzentriertere Entwässerung als beim Tarn ergab sich im Juni 1875 an der Garonne bei Toulouse mit 7000—7500 m<sup>3</sup> und zwar sind es auf 10.000 km<sup>2</sup> 700—750 l/sec. per km<sup>2</sup> und A ist 70 bis 75<sup>6</sup>.

Aber beim Lot präsentiert A kleinere, ungleiche Werte. Beim Entraygues (5500 km<sup>2</sup> und 3400 km<sup>2</sup> [620 l/sec. pro km<sup>2</sup>] im März 1783) wäre A nur 58, weil das obere Einzugsgebiet der Truyère, ein Plateau, das von Bergen überragt wird und gegen sehr starke Niederschläge geschützt ist, z. T. den sehr starken Wolkenbrüchen entgeht. Bei Cahors fiel A auf 42 (4000 m<sup>3</sup> für 9169 km<sup>2</sup> im März 1783), weil das Einzugsgebiet abwärts der Entraygues immer enger wird.

Man erhält für die Durance bei dem z. T. besonders rapiden Abfluß bei Mirabeau (11.900 km<sup>2</sup>) einen Wert von ungefähr 50, aber nur etwa 40 für die Rhône zwischen Genf und Lyon, 35 für die Mosel und die Meurthe zusammen (Dezember 1947) und bis 40 oder 45 für die größten bekannten Überschwem-

<sup>5</sup> Das Hochwasser vom Juni 1875 war das schwerste, das an der oberen und mittleren Garonne bekannt wurde. Im Unterlauf wurde es zweifellos von dem im März 1930 etwas übertrafen, nachdem es alle Rekorde des unteren und mittleren Tarn geschlagen hatte.

<sup>6</sup> Es ist übrigens möglich, daß diese Flut 8000 m<sup>3</sup> erreichte, womit A = 80 wäre.

mungen an der Dordogne vor der Mündung der Vezère und möglicherweise noch bei Bergerac.

Kurz, man wird bei Rekordhochwässern französischer Flüsse, welche sehr reliefierte Einzugsgebiete entwässern und für Areale in der Größenordnung von 5000 bis 15.000 km<sup>2</sup> für A 60—75 festsetzen und zwar bei den größten Überschwemmungskatastrophen des Tarn und der oberen Garonne; 35—45 gilt für Daten, die von anderen Flußläufen bei noch heftigen, aber weniger massiven Überschwemmungen bekannt wurden.

## 2. Das außergewöhnliche Hochwasser der Drina im November 1896

Ein Einzugsgebiet gleicher Ausdehnung, dem des Tarn bei Montauban, der Garonne bei Toulouse, der Durance bei Mirabeau usw. erlitt in der Nacht vom 10. zum 11. November 1896 ein berühmtes Hochwasser durch die Drina, einen

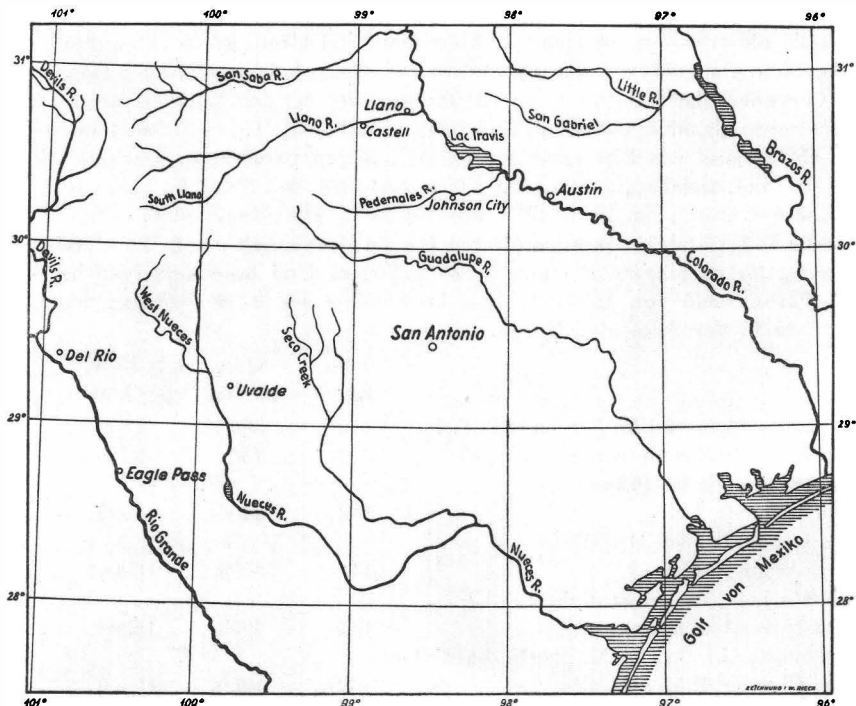


Abb. 1. Einige Flüsse in Texas, die von exorbitanten Hochwässern betroffen wurden.

südlichen Zufluß der Save in Jugoslawien, und erreichte wohl den höchsten Grad eines hydrologischen Exzesses, den man je in Europa für ein so ausgedehntes Einzugsgebiet erlebte und der die Katastrophe des Juni 1875 an der Garonne bei Toulouse noch übertraf.

Am Ende des Oberlaufes wurde die Brücke von Visegrad, ein sehr alter Steinbau mit 10 gewölbten Brückenbogen, durch die Wässer, die den Niedrigwasserstand um mehr als 15 m überragten und in Kaskaden über den Bau strömten, überschwemmt. Man hat den Abfluß im Laufe genauer Untersuchungen studiert, sowohl durch ein Modell im hydraulischen Laboratorium von Avala, als auch unter Anwendung der Formel von MANNING durch die Herstellung eines Längs- und Querprofils, das in der Umgebung gewonnen wurde<sup>7</sup>. Man hat etwa 10.000 m<sup>3</sup> auf 11.000 km<sup>2</sup>, das sind ungefähr 900 l/sec. pro km<sup>2</sup> und 95 für A festgestellt. Die Wahrscheinlichkeit eines solchen Phänomens läge zwischen 0,002 und 0,001 (= 1 in 500 oder 1000 Jahren) wie etwa für das Hochwasser vom Juni 1875 an der Garonne bei Toulouse. Talab verflachte sich die Flut rapide. Bei Zwornik führte sie nach erschöpfenden, oben angeführten Untersuchungen sicher nicht mehr über 8500 m<sup>3</sup>. An der unteren Save, die durch die Drina gespeist wird, kennt man seit Menschengedenken kein Maximum, das 6000 m<sup>3</sup> erreicht hätte.

### 3. Europäische Flüsse mit exorbitanten Hochwässern in begrenzten Einzugsgebieten

Wir zögern nicht, die Größe des Abflusses der Drina bei Visegrad im November 1896 als enorm zu bezeichnen. Aber man findet mit Rücksicht auf die Einzugsgebiete ein größeres A zur Zeit der Hochwässer bei französischen Flüssen aus den Cevennen, der Languedoc und Roussillon oder bei den Wildwässern mancher italienischen Gerinne (Apennin, Sardinien, Calabrien). Diese Phänomene werden im Gebirgsrelief des Einzugsgebietes durch Regen verursacht, die weit stärker als jene sind, welche die Drina im November 1896, den Tarn im März 1930 und die obere Garonne im Juni 1875 überfluteten. Die Regengüsse vom Typus Ardèche oder Calabrien repräsentierten für die Gesamtheit der in Rede stehenden Einzugsgebiete mehrere 100 mm in 2—3 Tagen. Und besonders hier begegnet man Paroxysmen von 150—200 mm in weniger als 6—8 Stunden. Siehe die Resultate in der folgenden Tabelle.

	S in km <sup>2</sup>	Q in m <sup>3</sup> /sec.	q in l/sec. per km <sup>2</sup>	A
Ardèche bei Aubenas im September 1890	460	3500	7600	167
Ardèche bei Vallon im September 1890	2000	7500	3750	168
Tech bei Amélie-les-Bains im Oktober 1940	382	3400	9000	175
Orba (Apennin) bei Ortiglieto im August 1935	141	2200	16000	179
Ancinale bei Crisura (Calabrien) im November 1935	135	2050	15200	176
Flumendosa bei Bau de Muggeris, Sardinien im Oktober 1951	62	1050	17000	133

So sind bei den übermäßigen mediterranen, in Frankreich beobachteten Hochwässern und in Italien — und sicher mit sehr ähnlichen Werten auch in Spanien — die Koeffizienten für A zugleich sehr hoch und einander ziemlich ähn-

<sup>7</sup> Die Details dieser Studie wurden durch die Herren Ingenieure D. NICOLIC und D. MARIANOVIC unter Beratung von M. V. YEVDJEVIC, Direktor des Hydrotechnischen Institutes ausgeführt. Die Ergebnisse wurden uns freundlicherweise durch M. V. YEVDJEVIC mitgeteilt. Der Bericht von 76 Seiten wurde ins Französische übersetzt. 2 Fig., 2 Taf.

lich, nämlich 133—179. Indessen gelten sie nur für Flußgebiete, die nicht über 2000 km<sup>2</sup> groß sind. Das ist nicht anders möglich, weil größere Einzugsgebiete bei diesen Gerinnen fehlen. Daher sind wir nicht in der Lage, zu entscheiden, ob  $A = 95$  für 11.000 km<sup>2</sup> der Drina ein ebenso heftiges Phänomen als die oben genannten Hochwässer in den Cevennen oder in Calabrien darstellt, soweit durch mehrere Variable beeinflusste Vergleiche möglich sind. Wir sind vielmehr geneigt, das Gegenteil zu glauben und zu behaupten, daß ein Maximum, das allen in Betracht gezogenen Tatsachen beim Hochwasser der Ardèche vom September 1890 entspricht, bei Visegrad wohl einen Koeffizienten von der Größe 110—115, aber nicht von 150 bis 175 ergeben hätte. Diese Hypothese setzt, so betrachtet, unsere allgemeinen Schlüsse voraus, die sich auf die sehr häufige Entwicklung von  $A$  als Funktion der wachsenden Einzugsgebiete beziehen.

Jedenfalls geben wir zu, daß Koeffizienten von 140—180 bezogen auf 100 bis 2000 km<sup>2</sup> für  $A$  das kennzeichnen, was wir exorbitante Hochwässer nennen und verknüpfen mit diesem Adjektiv einen variierenden Spielraum in bezug auf die Einzugsgebiete, den maximalen spezifischen und den Bruttoabfluß †.

### C. Flüsse mit ganz exorbitanten Hochwässern

Wir beschäftigen uns jetzt mit den meist noch verheerenderen Hochwässern als den europäischen, die eben behandelt wurden. Solche Ereignisse finden mitten in der heißen Jahreszeit statt und, soweit wir wissen, fast oder überhaupt nicht in den innertropischen Zonen — wo es übrigens keine kühle Jahreszeit gibt; doch kommen sie in Monsunisien, selbst innerhalb der Tropen, und besonders in Indien und Indochina vor. Die erwähnten Phänomene scheinen sich hauptsächlich an die Zonen jenseits der Tropen zwischen dem 20. und 36. ° Breite zu halten und zwar sicher deshalb, weil der Kampf zwischen verschiedenen temperierten Luftmassen in diesen Gegenden heftiger ist und die warmfeuchte Luft durch Konvergenz plötzlicher als anderwärts aufsteigt. Das sind die Vorgänge, welche die gewaltigsten Regen vom Typus der Wolkenbrüche und damit die verheerendsten Hochwässer verursachen.

Aber in gewissen Ländern können hochtemperierte, feuchte Luftmassen aus besonderen Gründen die Küstenregion erreichen oder sogar in das Innere des Festlandes bis in Breiten von 40—42° eindringen und hier mit stärkeren Antagonismus als anderswo, nämlich kalten Luftmassen begegnen, oder andere Konvergenzgründe erleiden und deshalb zu rasch aufsteigen, so daß es hier auch zu Phänomenen von extremer Gewalt kommt. Tatsächlich gibt es in der Südosthälfte der U.S.A., von Neuengland bis zum östlichen Colorado (östlich von den Rockies) und bis nach Neumexiko hinein, solche hydrometeorologische Exzesse. Aber sie scheinen das Maximum an Virulenz in Texas zu haben.

#### 1. Die Hochwässer in Texas (Abb. 1)

Am 11. September 1952 hat der Colorado von Texas oberhalb Austin in den künstlichen Seen Travis anscheinend bis 22.700 m<sup>3</sup> auf 17.230 km<sup>2</sup> aus dem Einzugsgebiet zwischen den zwei Dämmen Buchanan und Marshall Ford abfließen lassen. Der Lake Travis war zu Beginn des Hochwassers 75 km lang, die Breite war

† „En tous cas, nous admettons que 140 à 180, à l'issue de 100 à 2000 km<sup>2</sup>, pour  $A$  désignent ce que nous appelons les crues exorbitantes, en attachant à ce qualificatif, les jeux très variés, selon les surfaces, de débits maxima spécifiques et bruts.“

aber viel geringer<sup>8</sup>. Das Ansteigen des Hochwasserniveaus, das im Prinzip alle Viertelstunden an einer einzigen Station gemessen wurde, konnte im Detail, in bezug auf die Vermehrung des aufgespeicherten Flüssigkeitsvolumens, dessen Abfluß in den See erfolgte, durch die Wirkung verschiedener Oszillationen und

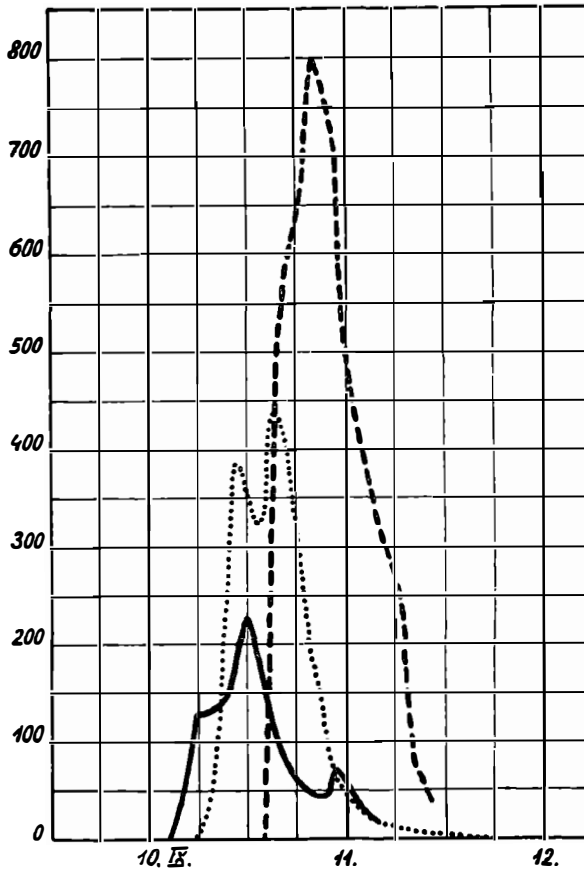


Abb. 2. Hochwasser im September 1952 in Texas. Abflußmengen der Flüsse Pedernales und Llano (Tributäre des Travissees) am 10.—11. Sept. 1952. Nach: Water Supply Paper, Nr. 1260 — A, Geological Survey.

Vollausgezogene Linie: Llano bei Llano; punktiert: Pedernales nahe Johnson City; strichliert: Travissee bei Austin. Die Abflußmengen sind in Millionen Kubikfuß/sec. angegeben (100.000 Kubikfuß/sec. = 2830 m<sup>3</sup>/sec.).

von Böschungen, die sich über die Wassermasse erhoben, täuschen. Aber etwas vor und nach dem Höhepunkt waren die Schwankungen des Niveaus und des Gesamtvolumens genügend abgeschwächt und man konnte mit guter Annäherung

<sup>8</sup> Zwei andere Reservoirs, die in diesem Abschnitt liegen, der noch vom Andrang des Hochwassers berührt wurde, zwischen der Buchanan Staumauer und dem Beginn des Lake Travis, haben 27 und 9,65 km Länge. Die Informationen, die in bezug auf dieses Hochwasser herangezogen wurden, finden sich in: Water Supply Paper 1260. — Geol. Survey: Floods of September 1952 in the Colorado and Guadalupe River Basins, Central Texas. Washington 1954, in-8°, 47 p., 10 illustr., 1 map. Andere zahlreiche Mitteilungen erhielt ich durch die Herren TRIGG TWICKELL, D. L. M. MILLIKEN, und W. H. GOINES, Ingenieure des Geological Survey, Surface Water Branch, in Austin, Texas.



den mittleren stündlichen Maximalabfluß berechnen. Es ergab sich ein Wert, der zweifellos für den augenblicklichen größten Abfluß ausreichend genau, wenn auch etwas zu groß war. Das bedeutet einen Koeffizienten A von 172, was bereits enorm und fast gleich ist wie für die Ardèche bei Vallon, entsprechend einem 8,5 mal größeren Einzugsgebiet. Die weiter oben vorweggenommene Hypothese in bezug auf die Drina läßt im vorhinein vermuten, daß auf 1000 oder 2000 km<sup>2</sup> dieser oder jener Zuflüsse des Colorado bei demselben Ereignis ein durchaus höherer Koeffizient A als der der Ardèche im September 1890 kommt.

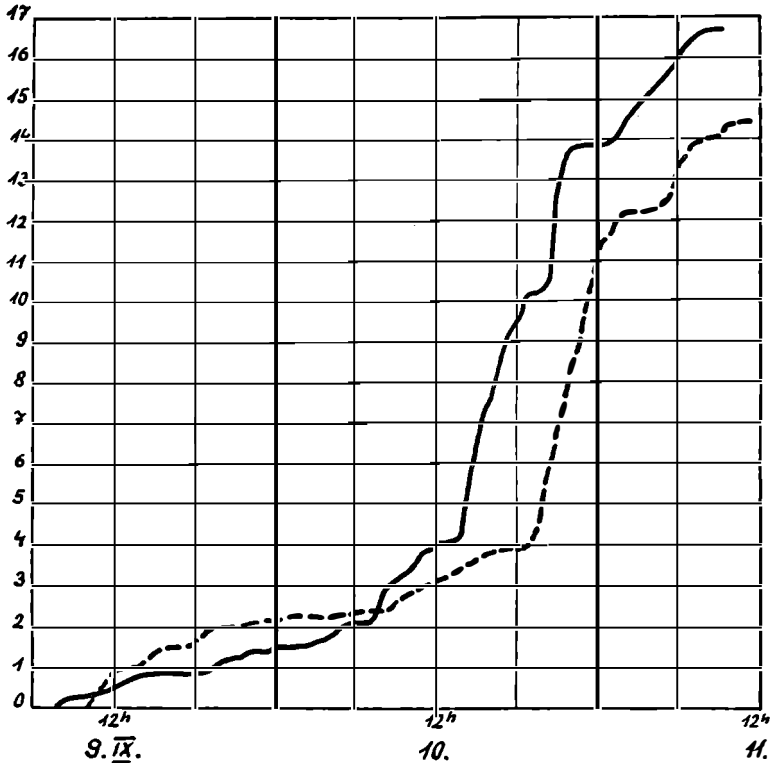


Abb. 3. Die Niederschläge, die zum Hochwasser vom 10.—11. Sept. 1952 in Texas führten, gemessen in den Stationen Bankersmith und Cherokee. Nach: Water Supply Paper, Nr. 1260-A, Geological Survey.  
Vollausgezogene Linie: Bankersmith; gestrichelt: Cherokee. Die Regenmengen sind in Zoll (1 Zoll = 25,4 mm) angegeben.

Tatsächlich hat das Hochwasser vom September 1952 in Texas viel mehr Übergewicht über die europäischen Überschwemmungen, wenn man das Teileinzugsgebiet berücksichtigt, das bei dieser Überschwemmungskatastrophe viel mehr überflutet wurde, nämlich das der Pedernales (Abb. 2). Das Maximum dieses Flusses wurde nach der Formel von MANNING zu 12.450 m<sup>3</sup> auf 2450 km<sup>2</sup> berechnet, das sind 5100 l/sec. pro km<sup>2</sup>, gegen 7500 m<sup>3</sup> auf 2000 km<sup>2</sup> der Ardèche zur Zeit der Katastrophe im September 1890. Wenn man nun das Totalvolumen nach einer Hochwasserkurve, welche bei 12.450 m<sup>3</sup> kulminiert, berechnet und zu den tatsächlichen bzw. den entsprechend den Regen wahrscheinlichen Wassermassen

hinzufügt, lieferten alle Flüsse, welche in den Lake Travis münden (Llano, Honey, Sandy, Pedernales), fast 875 Millionen m<sup>3</sup>, die sich vom 10. bis 12. September in das Reservoir ergossen. Nun betrug nach einer planimetrischen Übersicht der Niederschlag etwa 382 mm, dessen Hauptteil in 7—8 Stunden fiel (Abb. 3), Der Koeffizient des Abflusses wäre etwas weniger als 50%, was ein sehr annehmbarer Wert ist<sup>9</sup>. Das erschreckende Maximum scheint dann sehr plausibel zu sein. Es bedeutet 252 für den Koeffizienten A, das ist  $1,5 \times$  der Wert, der für die Katastrophe an der Ardèche, Tech und Orba geschätzt wurde. Die benachbarten Flüsse wurden von diesem Wolkenbruch viel weniger heimgesucht als die Pedernales im September 1952.

Wir wissen noch kein Detail über das Hochwasser, das der Devils River, ein Zufluß des Rio Grande, Ende Juni 1954 erlitt. Möglicherweise war der Koeffizient A 245 bei 20.000 m<sup>3</sup> auf 15.000 km<sup>2</sup>. Aber im Juni 1935 hatte die West Nueces, unfern der mexikanischen Grenze, nach der sehr sorgfältigen Berechnung mit der Formel von MANNING auf 1040 km<sup>2</sup> einen Abfluß von 16.400 m<sup>3</sup>. Geben wir indessen zu, daß wir trotz aller angewandten Vorsicht den Abfluß um 4400 m<sup>3</sup> übertrieben haben, da die merkliche Verlangsamung nicht berücksichtigt wurde, welche durch den Transport von Schottermassen am Grunde bedingt ist, so hätte man immer noch 11.500 l/sec. pro km<sup>2</sup> und also den Wert 372 für A und 15 Tage früher im W von San Antonio 327 auf 396 km<sup>2</sup>, wo der Secco 6500 m<sup>3</sup> Abfluß hatte. Da die Regen, die in diesen beiden Fällen gefallen waren, bei einer Farm am 31. Mai 1935 in 3,5 Stunden 550—600 mm erreicht hatten und zur selben Zeit 200—300 mm auf 396 km<sup>2</sup> und in der Nacht vom 13. zum 14. Juni wahrscheinlich ebensoviel auf 1040 km<sup>2</sup> der West Nueces, sind die Abflußkoeffizienten mit den Wolkenbrüchen vereinbar und es erscheinen die fraglichen Abflüsse trotz ihrer Extravaganz durchaus nicht imaginär.

Schließlich war die möglicherweise verheerendste Flut von allen jene, die am 10. September 1921 in Zentraltexas einem fast legendären Regen, Thrall oder Taylor genannt, folgte, die an einigen Stellen bis 970 mm in 24 Stunden, 800 mm in 18 Stunden, darauf 480 mm in 12 Stunden auf 2590 km<sup>2</sup> und 275 mm auf 12.950 km<sup>2</sup> erreichte.

Der San Gabriel, ein Zufluß des Little River, der selbst dem Brazos tributär ist, hatte etwa 15.000—18.000 m<sup>3</sup> Abfluß<sup>10</sup> auf 3000 km<sup>2</sup> (die Fläche eher übertrieben). Das ergäbe 275—330 für A<sup>11</sup>.

## 2. Japanische Flüsse

Sind die Hochwässer in Japan etwas weniger exzessiv, wengleich auch schrecklich wie in Texas, und sind die möglichen Unterschiede für die inneren Flußgebiete von 3000 oder 2000 km<sup>2</sup> auf eine geringere Konzentration der Regen auf einige Stunden zurückzuführen, als in den oben genannten amerikanischen Gebieten und selbst als im mittleren Osten der Vereinigten Staaten? Wir können diese Frage schwer beantworten, da uns Einzelheiten über die größeren japanischen Hochwässer, die von 100—1000 km<sup>2</sup> ausgehen, fehlen. Aber unsere Daten

<sup>9</sup> Über die Werttypen der Abflußkoeffizienten und ihre Faktoren siehe PARDE M., Sur les coefficients et déficits d'écoulement des très grandes crues. Ann. de l'Inst. Polytechnique de Grenoble, tome 111, 1954, No. 3, page 106—129.

<sup>10</sup> Ebensoviel als der totale Abfluß der Little River an seiner Vereinigung mit dem Brazos per km<sup>2</sup>. Das schon im Abflauen begriffene Maximum war noch immer enorm.

<sup>11</sup> Unter die zahlreichen ungeheuren Hochwässer, die sich außerhalb von Texas ereigneten, zählt man die von der Little Nemaha bei Syracuse (Nebraska) am 9. Mai 1950. Die Werte sind nach guten Berechnungen 6380 m<sup>3</sup> auf 565 km<sup>2</sup>, das sind 11.300 l/sec. pro km<sup>2</sup> und 268 für A. Flußabwärts sank das Hochwasser so rapid, daß es nur mehr 4650 m<sup>3</sup> auf 1715 km<sup>2</sup> betrug.

über dieses Gebiet, obgleich sie nur aus jüngster Zeit stammen und unvollständig sind, genügen, um uns über dieses Phänomen mit sehr wichtigen Tatsachen aufzuklären<sup>12</sup>. Die Wolkenbrüche in Japan, besonders an der pazifischen Küste, rivalisieren mindestens mit den Phänomenen in Texas und übertreffen sie sogar nach unseren Vermutungen, was den mittleren Abfluß in 12—24 Stunden oder  $1\frac{1}{2}$  Tagen auf einige 1000 km<sup>2</sup> anlangt. Von mehr als der Hälfte des Landes hat man schon über 200 mm in 24 Stunden berichtet und man weiß aus zahlreichen lokalen Berichten sogar Werte von über 400 mm und zwar zur Zeit der „Bai“ genannten Regen am Ende des Frühlings und vor allem während der Taifune, besonders am Ende des Sommers und am Beginn des Herbstes. Und diese Regen treffen oft auf einen gesättigten Boden. Daher sind solche unheilvolle Überschwemmungen mit ihrem exorbitanten Abfluß in diesem Lande außerordentlich häufig und haben im Jahre 1948: 30.039, 1950: 12.966, und 1953: 12.283 Tote und Verletzte gekostet. Einige Ziffern zeigen die möglichen Abflüsse für die verschiedenen japanischen Flüsse, die 800 bis 6000 km<sup>2</sup> entwässern.

	S in km <sup>2</sup>	Q in m <sup>3</sup> /sec.	q in l/sec. per km <sup>2</sup>	A
Tone, September 1947	5802	17.000	2900	223
Kiso, September 1938	4894	12.500	2550	179
Yoshino, gefürchtetes Hochwasser	3652	15.000	4140	248
Naka ?	850	8.500	10.000	292
Chikugo (Kiou Siou), Juni 1953	1340	9.000	6.700	246

Wenn diese Abflußmessungen mit genügender Annäherung bestimmt wurden, was nicht unwahrscheinlich ist, übertreffen diese in Frage stehenden Hochwässer bei weitem die der wildesten französischen oder italienischen Flüsse. Diese Tatsache ist umso merkwürdiger, als die Wasserläufe eine Gewalt ausüben, die jener in Texas entfaltenen fast gleich kommt und zwar für Flächen, die das Einzugsgebiet der Ardèche zwei- bis dreimal übertreffen. Wir wissen indessen, daß die japanische Hydrologie hauptsächlich durch die Taifune und durch den Gegensatz zwischen sehr warmer pazifischer und kalter mandschurischer oder sibirischer Luft eine katastrophale Gewalt der „inflation“ besitzt.

### 3. Der Nordosten der Vereinigten Staaten, die Verheerungen der Zyklone „Connie“ und „Diane“

Ohne die Abflußmengen der Hochwässer von Texas oder Japan zu erreichen, haben jene Katastrophen, die wir nun behandeln werden, bevor wir zu den Maxima gelangen, die sich auf großen Flächen entfalten, schon manche Rekorde geschlagen und im August 1955 schreckliche Verheerungen im NE der Vereinigten Staaten von Pennsylvanien bis Neuengland angerichtet und zwar durch die unmittelbare Wirkung der Zyklone „Diane“, aber nicht ohne indirekten, sehr markanten Einfluß der vorhergehenden Zyklone „Connie“<sup>13</sup>.

<sup>12</sup> Fr. Dr. Ing. KOICHI AKI aus Yokohama hat uns freundlicherweise die nachfolgende ausgezeichnete Publikation, die ins Englische übersetzt wurde, zugesandt: Rivers in Japan. River Bureau, Ministry of Construction, Tokyo, 1954, 54 S., viele Abb.

<sup>13</sup> Sie haben unter anderem die ziemlich schweren Überschwemmungen in Nord-Carolina, Virginien und Maryland, an der Roanoke, Cape Fear, James, Shenandoah, Potomac, am Rappahanok usw. verursacht.

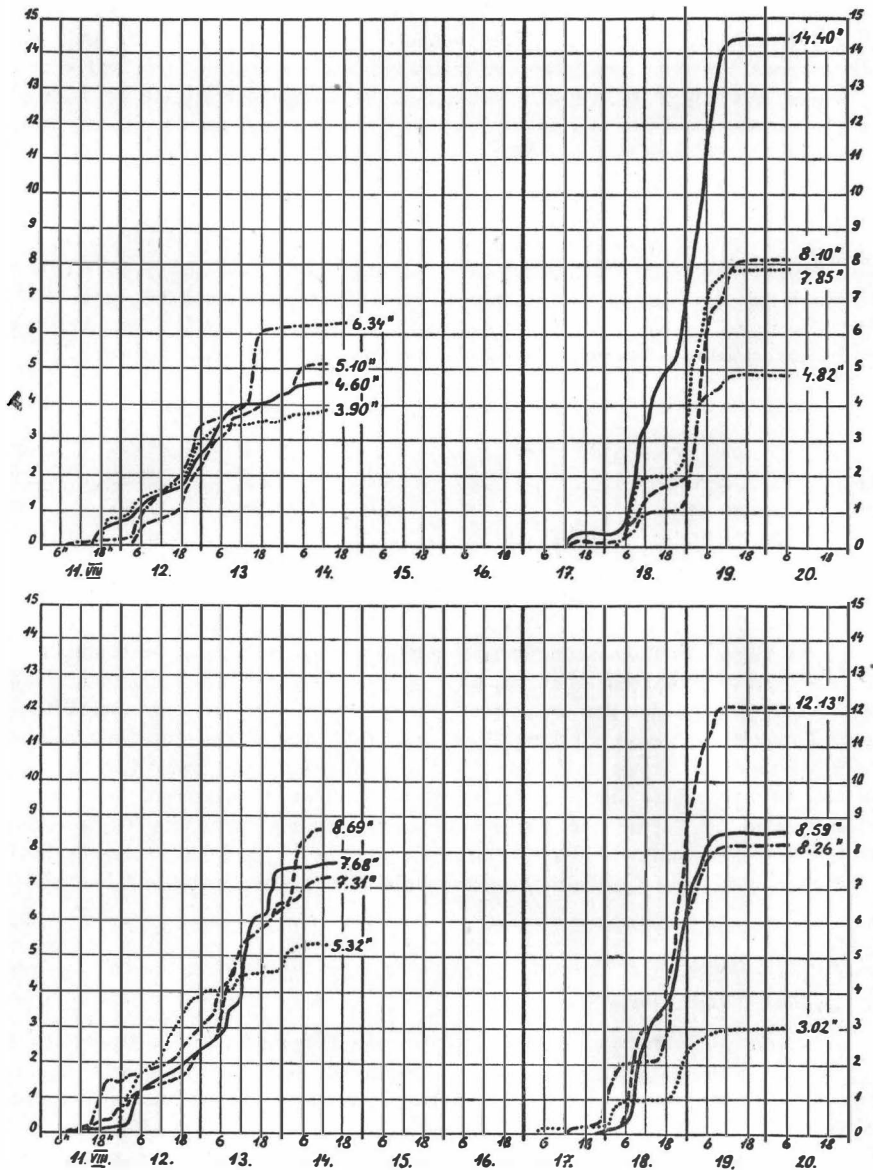


Abb. 4. Die Gesamtregentmengen, die durch die Zyklone „Connie“ und „Diane“ hervorgerufen wurden; gemessen in 8 Stationen von Neuengland, August 1953. Nach: Technical Paper, Nr. 26, Weather Bureau.

Angaben in Zoll (1 Zoll = 25,4 mm). Oberes Diagramm, vollausgezogene Linie: Hartford (WB, AP); punktiert: Hartford; strichpunktiert: Moodus Res; strichliert: Storrs. Unteres Diagramm, vollausgezogene Linie: Millerton; punktiert: Bridgeport; strichpunktiert: Candewood Lake; strichliert: Norfolk.

Schon am 20.—22. September 1938 hat ein sowohl durch seine Gewalt als durch das Eindringen in hohe Breiten, wo sich analoge Phänomene nur selten abspielen, denkwürdige tropische Zyklone Neuengland durch seine verheerenden Stürme heimgesucht, die von einer Springflut, die über 400 Opfer forderte und dann von schweren, hochwassererzeugenden Starkregen gefolgt waren.

Nun kommen seit einigen Jahren Orkane dieser Art viel häufiger als ehemals vor und sie suchen die obengenannten tropenferneren Gebiete von 39 bis 43 Grad heim und verwüsten sie. Im August 1955 kamen sie, wie noch zu zeigen sein wird, mit einer verheerenden Beständigkeit. Nachdem die Zyklone „Connie“ entlang der Küste von Nord-Carolina und Virginia gezogen war, drang sie vom 11.—14. August in der Breite von Washington ins Innere ein und entfernte sich dann gegen den Ontario-See. Im Laufe dieser Bewegungen hatte sie am 12. und 13. (Abb. 4) zwischen Maryland und den östlichen Teilen von Massachusetts und Connecticut — jenseits des gleichnamigen Flusses — Regengüsse von 100—300 mm und sogar mehr ausgelöst. Die Ländereien dieser Zone hatten vorher unter großer Trockenheit gelitten, ihr Absorptionsvermögen war daher groß und es gab keine ernstlichen Überschwemmungen, obwohl die Niederschläge in der uns interessierenden Zone von Nord-Virginia sehr hoch waren. Es kam zu einer völligen Sättigung des Bodens und Wiederauffüllung der Reservoirs. Diese Vorbedingungen mußten aber bei neuen Wolkenbrüchen, wie sich nachher herausstellte, zu einer fatalen Katastrophe führen. Dieses Ereignis trat in der unmittelbaren Folgezeit ein, in Gestalt der Zyklone „Diane“. Am 17. langte sie im Festland an. Nahe Wilmington ging sie am 18. etwas westlich Washington vorbei, bog nach Osten ab und tobte sich am 19. morgens neuerdings über dem Ozean östlich von Philadelphia aus. Dann streifte sie, von Süden kommend, die Küste von Neuengland. Vom 17.—20. rief sie Regengüsse hervor, die auf einem weiten Areal bei Philadelphia und Boston über 150 mm betrugten, wobei lokale Maxima in der Größe von 325 mm nordwestlich des mittleren Delaware, 500 mm bei Springfield in Connecticut und 400 mm südlich von Boston erreicht wurden. Nach den stündlichen Ablesungen an zahlreichen Niederschlagsmessern und den Kurven der hydrometrischen Variationen fiel fast dieser ganze Regen tatsächlich in 30—36 Stunden und mehr als drei Viertel oder vier Fünftel jedenfalls in 24 Stunden, und zwar während des Nachmittags am 18., in der Nacht vom 18. zum 19. und am Morgen des 19. August in Connecticut. Daraus ergaben sich in 6—10 Stunden Niederschlagskonzentrationen von einer Intensität, die wohl geeignet waren, schreckliche Hochwasser auszulösen.

Der regenbringende Luftkörper erstreckte sich von SW nach N und dann von WSW nach ENE, ohne ein größeres Einzugsgebiet außer dem des Delaware einzuschließen, wo Rekordabflußmengen erzeugt wurden. Der Delaware<sup>14</sup> überschritt übrigens seine vorigen Maxima nur um 10—15%. — Aber durch die große Anzahl kleiner, durch die Wolkenbrüche gänzlich über die Ufer getretenen Flüsse, hatte das Hochwasser eine schreckliche Geschwindigkeit und Gewalt (Abb. 5). Besonders die Quinebaug, ein Zufluß der Thames, die Westfield und Farmington, beide Zuflüsse des Connecticut, die Naugatuck, ein Zufluß des Housatonic, und die Brodhead, die in den Delaware mündet, stiegen in gänzlich unerwartetem Ausmaße an.

<sup>14</sup> Das Hochwasser des Flusses war bei Trenton, wenn auch nicht ungeheuer, so doch mächtig: Auf 17.550 km<sup>2</sup> lieferte es 9230 m<sup>3</sup> oder 531 l/sec. pro km<sup>2</sup> mit dem Wert 70 für A. Das ist eine sehr ähnliche Ziffer wie jene für die Garonne bei Toulouse im Juni 1875.

	S in km <sup>2</sup>	Q in m <sup>3</sup>	q in l/sec. km <sup>2</sup>	A <sup>15</sup>	Ra <sup>15</sup>
Quinebaug bei Quinebaug	398	1395	3505	70	3,5
Westfield bei Woronoco	489	1740	3560	78,8	(?)
Westfield bei Westfield	1287	1985	1545	35,8	2, oder 2,5 (?)
Farmington, Westarm bei Riverton	560	2860	5100	121	2,72
Farmington bei Collinsville	933	3960	4250	134	2,59
Naugatuck bei Naugatuck	638	3000	4700	119	3,72
Brodhead bei Anglomink	322	2045	6355	114	2,5 bis 3 (?)
Brodhead bei Minisink	671	1950	2900	75	2,5 bis 3 (?)
Lehigh bei Tannery	805	1650	2050	58,2	1,96

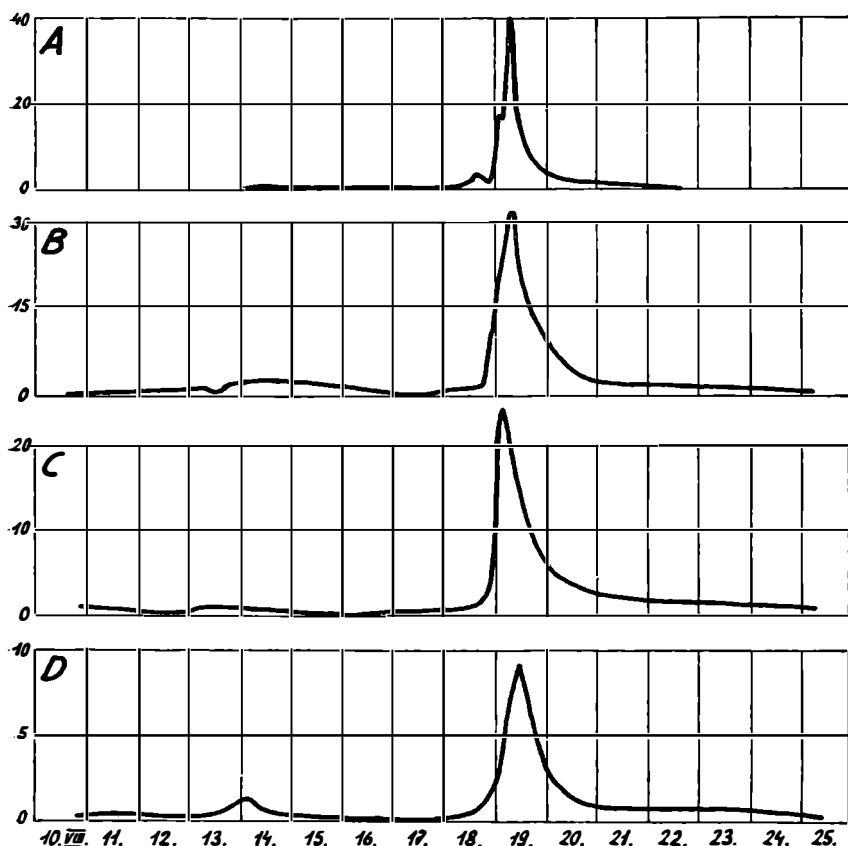


Abb. 5. Einige Hochwässer, die von den Zyklonen „Connie“ und „Diane“ im August 1955 verursacht wurden. Nach: Zirkular 377, Geological Survey.

Abflußmengen in Tausend Kubikfuß/sec. (10.000 Kubikfuß/sec. = 283 m<sup>3</sup>/sec.). Diagramm A: Naugatuck bei Thomaston, Con. Einzugsgebiet 186 km<sup>2</sup>. Diagramm B: Lehigh bei Stoddartsville, Pa. Einzugsgebiet 237 km<sup>2</sup>. Diagramm C: Bush Kill Creek bei Shoemakers, Pa. Einzugsgebiet 302 km<sup>2</sup>. Diagramm D: Flat Brook bei Flatbrookville, N. J. Einzugsgebiet 168 km<sup>2</sup>.

<sup>15</sup> A: Koeffizient nach der Formel von A. COUTAGNE. Ra: Verhältnis des Maximums vom August 1955 zu den bekannten Maxima seit 30–50 Jahren.

Wir erwarten nun mit lebhaftem Interesse zu erfahren, welche Häufigkeit die Wahrscheinlichkeitsrechnung ähnlichen Abflüssen zuspricht<sup>16</sup>.

So können in diesen Gebieten, welche im Prinzip ein gemäßigtes Klima haben, obgleich sie stark kontinental beeinflusst sind<sup>17</sup>, gewisse Abflußmengen in den Einzugsgebieten unter 1000 km<sup>2</sup> gleich oder größer als zwei Drittel jener sein, die man mit Schauern in den Cevennen beobachtet, wo die maßlose Heftigkeit der Flüsse sprichwörtlich ist. Und jene Hochwässer, die durch die Zyklone „Diane“ verursacht wurden, nachdem „Connie“ den Boden bereits gesättigt hatte, wirkten sich durch die Tatsache umso schauerlicher aus, weil sie bei manchen kleinen Flüssen, die seit Menschengedenken bekannten Maxima zwei- bis viermal übertroffen haben. Das ist es vor allem, was sie so ungeheuer erscheinen läßt.

Wenn man die Höhe des Wassers berücksichtigt, hat das Augustmaximum 1955 die vorhergehenden ebenfalls als schrecklich beurteilten Überschwemmungen um 2,29 m an der Quinebaug bei Putnam, 1,46 m an der Westfield bei Westfield, über 1,94 m am Still River bei Robertson Ville (Conn.), 4,18 m an der Naugatuck bei Naugatuck und noch einige m am Brodhead bei Minisink übertroffen. Es ist nicht verwunderlich, daß eine solche Katastrophe 180 Menschen das Leben kostete und 687 Millionen Dollar Schaden in den sehr bevölkerten, reichen und durch ein intensives Wirtschaftsleben gekennzeichneten Tälern verursachte.

#### D. Große Einzugsgebiete

Wir wollen nun diese Aufzählungen beenden und darlegen, welche Werte A für Einzugsgebiete von 20.000 km<sup>2</sup> und mehr besitzen kann. Das sind viel größere Areale als jene, über die weiter oben die zahlenmäßigen Hochwasserdaten gebracht wurden. Eine solche Untersuchung hat nur dann volle Bedeutung, wenn man die Koeffizienten A, die für große Flächen gelten, mit denen vergleicht, die in denselben Einzugsgebieten oder in benachbarten Regionen in kleineren Flußgebieten auftreten. Die Untersuchung über mehrere Flußnetze bis in die Nähe der Quellen ist eine ziemlich schwere Aufgabe, die eines Tages in Angriff genommen werden wird. Derzeit beschränken wir uns auf einige Flußgebiete mit Flächen von nicht weniger als 10.000—5000 km<sup>2</sup>.

##### 1. Die zahlenmäßige Charakteristik — Einige europäische fluviatile Einzugsgebiete

**Garonne:** Wir haben für A den Wert 70 oder 75 bei Toulouse und 64 beim Tarn festgestellt. Bei Agen beträgt A nur 43—48 für 35.000 km<sup>2</sup> (Juni 1875) und bei Tonneins höchstens 35—37 (März 1930) für 51.500 km<sup>2</sup>. Und man wird nicht mehr als 30 oder sogar nur 26—28 bei Bordeaux feststellen.

<sup>16</sup> Lit. für diese Ereignisse: Weather Bureau, Preliminary Report of Hurricane Diane in North East, Washington 25. August 1955, 3 p., 1 ill.; ferner: Tropical Storms and Hurricanes of August 1955, Washington 1955, 20 p., 2 ill.; schließlich: Hurricane Rains and Floods of August 1955, Preliminary Precipitation Data, Washington 1955; dann: Geological Survey, Circular 377, Floods of August 1955 in the Northeastern States, Washington 1956, 76 p., 9 ill.

<sup>17</sup> Dies äußert sich durch relativ tiefe Wintertemperaturen und starke mittlere Niederschläge im Sommer, trotz der Nachbarschaft des Ozeans und der niederen Breiten, die mit jenen von Lissabon und Bordeaux zu vergleichen sind. Die Ursache ist der Zustrom kalter polarer Luft entlang der Küste, ein Phänomen, das auch an der Ostküste des kontinentalen Asiens und Japans bis in niedere Breiten (manchmal bis 35 oder sogar 30°) wirkt. Diese allgemeinen Bedingungen müssen häufig abnormal warme Luft gegen N und kalte gegen S vordringen lassen. Und solchen frontalen Bewegungen und ihren Konvergenzen ist die Schuld an den ungeheuren Hochwässern zu geben. Wir haben bereits über jene der japanischen Flüsse berichtet. Es scheint nicht unmöglich zu sein, daß fast ebenso furchtbare Erscheinungen die kleinen Einzugsgebiete in China und Korea betreffen.

In diesen Flußgebieten könnte, wie es scheint, die Konvergenz der drei Hauptzweige bewirken, daß fast das Integral von A aufrechterhalten oder es wenigstens auf nicht weniger als 65 oder 60 für den Mittel- und Unterlauf reduziert wird, wenn die Regen überall, an der oberen Garonne, am Lot, Tarn und auch am Lannemezan zur selben Zeit und mit der gleichen relativen Heftigkeit fallen würden. Aber das war, soweit wir wissen, mindestens seit den außergewöhnlichen Überschwemmungen nie der Fall. Der maximale Abfluß verflacht übrigens wegen der großen Überflutungen, nimmt flußabwärts ab, sei es von Verdun oder Malause, oder vom Zusammenfluß mit dem Lot an. Wir begegnen hier zwei Tatsachen, die wir bereits in unserer Einleitung ankündigten und die für die Erhaltung eines hohen Wertes von A in stark erweiterten Einzugsgebieten sehr ungünstig sind.

**Loire:** An der Loire manifestieren sich die Phänomene, welche A die allgemeine Stabilität für den ganzen Lauf entziehen, noch viel intensiver. Das Einzugsgebiet umfaßt zwischen Le Bec d'Allier und Montjean rund 33.000 bis 109.000 km<sup>2</sup>. Die bekannten Maxima fallen von 9500 m<sup>3</sup> auf höchstens 6500 m<sup>3</sup> und A von der für Frankreich imponierenden Höhe 52 auf weniger als 20. Der hydrographische Gegensatz zwischen zwei Flußgebieten, dem der oberen Loire und der Allier bis zu dem des Cher, der Vienne und der Maine, ein Ensemble, das durch eine lange Übergangsstrecke ohne nennenswerte Zuflüsse schlecht verbunden ist, andererseits der meteorologische Gegensatz zwischen mediterranen und ozeanischen Regen, die jeweils nur einen Teil des Einzugsgebietes treffen, und schließlich die Weite der Überschwemmungen, die, wie bereits festgestellt wurde, das Maximum erniedrigen, tragen dazu bei, den Koeffizienten zwischen dem Ende des Oberlaufes und dem Unterlauf um mehr als 60% zu reduzieren<sup>18</sup>.

**Die Rhône:** An der Rhône sind die Überflutungen bis Beaucaire geringer als an der Garonne oder Loire. Die Ungleichheit der elementaren Einzugsgebiete, der Längen und der Gefällsverhältnisse, demnach die vorteilhafte Unvollkommenheit der Konvergenzen sind offenbar und am Zusammenfluß des Stromes mit der Saône für gefährliche Konkordanzen viel ungünstiger als bei der Vereinigung der Loire und der Allier<sup>19</sup>. Weiter flußabwärts sind die Verhältnisse trotz der offensichtlichen Disproportionen und der Tatsache, daß die Einmündungen nicht exakt in der Weise abgestuft sind, daß sie den Zustrom von hier und dort in Einklang bringen, viel gefährlicher. Besonders die Wolkenbrüche, die auf den Ostrand des Zentralmassivs (Cevennenhochwässer), über die südl. Préalpes oder fast überall zugleich südlich von Lyon oder Tournon niedergehen, können Überschwemmungen verursachen, die viel größer sind als jene, die von der vereinigten Rhône und Saône kommen.

Während die ozeanischen Niederschläge, welche Überschwemmungen im Nordostteil, oberhalb Lyon oder Valence verursachen, den Gebieten, die mediterranen Überschwemmungen ausgesetzt sind, keinen Schaden bringen, ist das Umgekehrte nicht immer der Fall. Es ereignet sich, allerdings sehr selten, daß sich Regen, die im allgemeinen mediterran sind, weit nach N ausdehnen oder sich mit atlantischen Regen vermischen. Manchmal können mediterrane Hochfluten

<sup>18</sup> Hier sind folgende vergleichende Bemerkungen anzuführen: Infolge der schrecklichen Hochwässer in den Cevennen kann A gegen die Quellen bei Rieutort hin 100 oder 110 sein (50 km<sup>2</sup>) und 80 gegen Le Puy (1300 km<sup>2</sup>). Bei der schrecklichsten dieser lokalen Sintfluten neben Le Puy, im Oktober 1878, fiel A gegen Orléans unter 2.

<sup>19</sup> Infolge der sehr geringen Fließgeschwindigkeit, die die Saône dem schwachen Gefälle und ihrer Länge verdankt.



der südl. Zuflüsse die Maxima, die von Lyon herabkommen, mehr oder weniger verstärken. Diese letzteren Faktoren können auf der ganzen Strecke nur gegen eine Verkleinerung von A wirken. Die folgende Tabelle gibt Zahlen über Hochwässer wieder:

	S in km <sup>2</sup>	Q in m <sup>3</sup> /sec.	q in l/sec. km <sup>2</sup>	A
Rhône bei Lyon, Mai 1856	20.500	4.400	215	31—40
Saône <sup>20</sup> bei Lyon, November 1840	29.900	4.300	143	25—40 *
Rhône bei Givors, Mai 1856	51.000	6.000	118	26,6—29 *
Rhône bei Valence, Mai 1856	65.500	8.500	130	33—35 *
Rhône bei Beaucaire November 1840 und Mai 1856	95.000	11.500	121	38—39 *

Wenn man genauer zusieht, findet man in den für die Rhône geltenden Ziffern mehr Homogenität, besonders wenn man das Gebiet bei Genf, das sozusagen an den Überschwemmungen nicht Teil hat, abzieht. Die Tatsache einer relativen Ähnlichkeit zwischen den verschiedenen Werten von A bei Lyon und Beaucaire in einem sehr differenzierten Einzugsgebiet ist in einem gewissen Sinn fast ebenso bedeutend, wie die für die Loire und Garonne konstatierten Verkleinerungen. Übrigens enthüllt eine strengere Analyse der Zahlen zwei entgegengesetzte Tendenzen, von denen die eine bis unmittelbar oberhalb Lyon wirkt und die andere von St. Rambert d'Albon oder Tournon ausgehend weiter hinab. Zunächst hat die geringe Fließgeschwindigkeit der Saône und ihr mäßiger Transport gleich nach Vereinigung mit der Rhône A um 38% vermindert. Weiterhin steigern sich unter dem Einfluß der Cance und des Doux, aber noch wahrscheinlicher mit der Einmündung der Isère, deren verstärkende Wirkung während der großen Mehrzahl der mediterranen Hochwässer wirksamer ist als jene des Doux, weil sie reichlicher und besser ernährt ist, die Maxima im selben Maß wie A. Dieses erreicht bei Beaucaire einen Wert, der den von Givors um ein Drittel übertrifft und fast gleich ist wie der von Lyon oberhalb der Saône. Dieser Wert ist von großer Bedeutung für den der unteren Garonne bei La Réole oder bei Langon, während er bei Toulouse zweimal größer ist als der von Lyon.

**Rhein und spanische Flüsse:** Am Rhein zwischen Basel und Köln verdoppelt sich die höchste Wassermenge fast genau, während sich das Einzugsgebiet vervierfacht und der Koeffizient A bleibt sich trotz der noch evidenten Heterogenitäten, mit denen wir uns aber nicht befassen, mit einem Wert von 30 oder 31 fast genau gleich. In der Tat, wenn die Hochwässer oberhalb von Basel durch das Auftreten zahlreicher Seen nicht abgeschwächt würden, wäre A an diesem Punkt mindestens 45 und 33 oder mehr bei Köln.

Dagegen wird man sich mit der Behauptung kaum täuschen, daß beim Tejo und Douro, deren unteres Einzugsgebiet gegen den Ozean viel stärker beregnet wird als auf der Meseta, sobald sich der Einzugsbereich zwischen dem Zentrum des Plateaus und der Umgebung der Mündungen verdoppelt, das Maximum fast das Dreifache erreicht. Am Douro findet man höchstens 4000 m<sup>3</sup> auf 40.000 km<sup>2</sup> und mindestens 13.000 m<sup>3</sup> für 98.000 km<sup>2</sup>. Und A steigt von 20 auf

\* Die berechneten Ziffern berücksichtigen nicht das Einzugsgebiet oberhalb von Genf.  
<sup>20</sup> 12 oder 13 für A bei dem größten von der Seine bei Paris bekannt gewordenen Hochwasser als Folge des flachen Einzugsgebietes und der langsamen Variationen.

41 oder sogar 50, wenn der Abfluß, was nicht unmöglich ist, 16.000 m<sup>3</sup> erreicht.

Diese Beispiele genügen, um zu zeigen, daß  $A = Q/\bar{S}$  keine Konstante ist. Entlang eines Flußlaufes variiert es stets in logischer und erklärbarer Weise, aber von einem großen Einzugsgebiet zum anderen und sogar am selben Fluß sehr ungleichmäßig, je nachdem, ob man diese oder jene Strecke betrachtet.

### 2. Hochwasser des März 1936 in den Nord-Appalachen

Nun sollen an Hand großer Einzugsgebiete die Variationen von A weniger als deren Funktion, als seine speziellen Werte an gegebenen Punkten untersucht werden. Bei einer grandiosen Überschwemmung im März 1936, welche einige 300.000 km<sup>2</sup> in den Nord-Appalachen betraf, mit Regen in der Größenordnung von 100—150 mm in 30—48 Stunden (Mittelwerte jedes Teileinzugsgebietes), wurde der Abfluß durch die vorherige außerordentliche Sättigung des Bodens begünstigt und die Wasserzufuhr steigerte sich noch durch Schneeschmelzen in bestimmten Abschnitten. Nachdem die Regen über den reliefmäßig ziemlich homogenen fluviatilen Bereichen gleichmäßig fielen, schien der Koeffizient A an den Abschnitten der Flüsse im Inneren der Haupteinzugsgebiete, die auf mindestens 1000—2000 km<sup>2</sup> gänzlich überschwemmt waren, nicht in exzessiver Weise vom Ober- zum Unterbau zu differieren. Das bemerkenswerteste Ereignis war, daß die Susquehanna bei Harrisburg sicher 20.900 m<sup>3</sup> Abfluß auf 62.400 km<sup>2</sup> hatte. Das sind 335 l/sec. pro km<sup>2</sup> und ein Wert von 84 für A. Einige Maxima vom März 1936 gibt die untenstehende Tabelle.

	S in km <sup>2</sup>	Q in m <sup>3</sup>	q in l/sec. km <sup>2</sup>	A
Potomac bei Hancock	10.500	9.625	915	92
Juniata bei Newport	8.680	6.070	700	65
Susquehanna (Westarm) bei Williamsport	14.700	7.475	508	62
Kiskiminetas (Ohio) bei Avonmore	4.460	5.560	1260	82
Ohio bei Pittsburgh	49.500	16.000	323	72
Conncticut bei Thompsonville	25.000	8.000	320	50

Der Potomac lieferte bei Point of Rocks oberhalb Washington 13.600 m<sup>3</sup> auf 25.000 km<sup>2</sup>, das sind 545 l/sec. per km<sup>2</sup> mit einem Wert von 86 für A. Erinnern wir uns daran, daß man bei der Katastrophe des Juni 1875 für die Garonne bei Toulouse 70—75 und bei Agen 43—48 beobachtete. Das oben erwähnte Hochwasser der Susquehanna hat jenes des Juni 1889 um nicht viel mehr als 10—15% überschritten und das des Potomac übertraf kaum die Maxima von 1889 und vom Oktober 1942. Man versteht sehr gut, wie dieselben Flüsse Überschwemmungen haben könnten, die um 20—25% größer wären als jene des März 1936. A würde 100 oder 110 am Potomac bei Washington und an der Susquehanna übersteigen.

Das auch ohne Mitwirkung außerordentlicher meteorologischer Phänomene<sup>21</sup> leicht verständliche Ausmaß der Überschreitung zeigte bei Pittsburgh am Ohio die Größenordnung 20—25%, wo doch das Maximum des März 1936 mit 323 l/sec. pro km<sup>2</sup> auf 49.500 km<sup>2</sup> alle Rekorde von über eineinhalb Jahrhunder-

<sup>21</sup> Es genügt ein Starkregen, gleich groß oder etwas größer als der des März 1936, der an sich nicht schrecklich war, der in flüssiger Form über das ganze Einzugsgebiet fällt und hier dieselbe Menge an schmelzendem Schnee findet, was ein viel selteneres Ereignis ist. Zur Zeit der in Rede stehenden Überschwemmungen fiel der Niederschlag auf mindestens 10.000 km<sup>2</sup> im oberen Alleghenygebiet als Schnee, so daß dieser Abschnitt ohne flüssigen Niederschlag blieb.

ten geschlagen hat. An diesem Punkt ist das Flußnetz außerordentlich ausgedehnt und konzentriert. Und sogar seine gewissermaßen paradoxe Verteilung vom N nach S kann bei der Ausbreitung eines Starkregens über das ganze Einzugsgebiet nachteilig sein. Das trat genau bei der in Frage stehenden Katastrophe ein, bei welcher über einem Fünftel des Einzugsgebietes der Niederschlag als Schnee, sonst als Regen fiel.

Am unteren Connecticut war dasselbe Hochwasser in bezug auf seine Häufigkeit eine noch größere Ausnahme. Bei Thompsonville, in der Nähe von Hartford, bildete es vielleicht ein tausendjähriges Ereignis. Indessen war infolge der Enge des Einzugsgebietes der ziffernmäßige Ausdruck weniger eindrucksvoll<sup>22</sup> als am Potomac, Ohio oder der Susquehanna: 8000 m<sup>3</sup> für 25.000 km<sup>2</sup> (dieselbe Fläche wie bei Point of Rocks). Das sind nur 320 l/sec. pro km<sup>2</sup> (wie für 62.400 km<sup>2</sup> an der Susquehanna). Der Koeffizient A überschreitet kaum 50, was man als Wert von rein europäischem Typus ansehen kann.

### 3. Das ungewöhnliche Hochwasser des Jacuí im Mai 1941

Die Häufigkeit des Hochwassers, das wir nun behandeln, ist fast ebenso gering: Vielleicht einmal in 500 Jahren, das ist eine Wahrscheinlichkeit von 0,002. Es handelt sich um die Überschwemmung, die im Mai 1941 das Einzugsgebiet des Jacuí — in der untersten Talstrecke, unterhalb Porto Alegre, Guaiba genannt — in Südbrasilien verwüstete. Nach eingehenden Studien, von denen bestimmte im bekannten Laboratoire dauphinois d'Hydrologique de Grenoble durchgeführt wurden, war der maximale Abfluß bei Porto Alegre 40.000 m<sup>3</sup> oder mindestens 35.000 m<sup>3</sup>. Wir erniedrigen diesen Wert, wenn auch ohne Sicherheit, auf 30.000 m<sup>3</sup>. Wir kommen zu dieser Reduktion nach der Prüfung der damaligen Niederschlagshöhen und auf Grund der Tatsache, daß von den zwei wichtigen Zweigflüssen, dem Jacuí selbst und dem Taquari, der erstgenannte am Ende seines Oberlaufes, bevor er den Taquari aufnimmt, merklich langsamer steigt und weniger gut auf jeden Niederschlag reagiert. Dieser Zufluß hat stärkeres Gefälle und ist tiefer eingeschnitten. Dadurch ist das Verhältnis des maximalen Abflusses zur Niederschlagsmenge am oberen Jacuí merklich kleiner als am Taquari. Bei einem und demselben Regen kommt die Flut des Taquari an der Mündung um etwa 2 Tage früher gegenüber der des Jacuí an. Da der Taquari auch sehr rasch fällt, ergibt sich eine Diskordanz zwischen den beiden Fluten. Bei dem in Frage stehenden Fall wirkten die Interferenzen zwischen den Hochwässern des Taquari und der auf dem Jacuí ausgelösten Fluten 2—3 Tage früher. Gerade das letzte Hochwasser des Zuflusses fiel fast genau auf das vorletzte Anschwellen des Stromes. Was die Regen anlangt, welche das Unheil verursachten, schienen sie im Vivarais, in den Cevennen und in Texas mäßig zu sein und wenn man nur den Maximalwert für einen Tag an bestimmten Punkten berücksichtigt, nicht mehr als 128 und 132 mm zu betragen. Aber die Gesamtmengen waren für ein Einzugsgebiet von 75.000 km<sup>2</sup>, wenn man das Mittel für 35 Tage berücksichtigt, außerordentlich, zweifellos größer als 700 mm, wovon 500—550 mm während drei Starkregen, ein jeder innerhalb von 3—4 Tagen in zwei Wochen, vom 21. April bis zum 6. Mai, niedergingen<sup>23</sup>. Kurz, nach verschiedenen Erwägungen, deren eingehendere Darlegung hier zu viel

<sup>22</sup> Und dennoch war der Anteil des atmosphärischen Wassers, der auch den geschmolzenen Schnee umfaßte — die Schmelzwässer kommen fast dem gefallenen Regen gleich —, merklich größer als an anderen hier untersuchten Flüssen.

<sup>23</sup> Und drei von diesen Episoden traten in Wirklichkeit in zwei Phasen ein, die durch kurze Pausen voneinander getrennt waren.

Platz beanspruchen würde, ist der Abfluß von 30.000 m<sup>3</sup> möglich und, wie es scheint, sogar plausibel<sup>24</sup>. Es waren 400 l/sec. pro km<sup>2</sup> und für A ein Wert von fast 110. Das ist ein sensationeller Wert für ein so großes Einzugsgebiet. Wenn er richtig ist, haben wir zweifellos und ohne Fehler dem Taquari 18.000 m<sup>3</sup> für 26.700 km<sup>2</sup> = 674 l/sec. pro km<sup>2</sup> zuzusprechen, was in Frankreich 10.000 km<sup>2</sup> der Garonne oder des Tarn bei einer Katastrophe entsprechen würde und was für die hier in Frage stehenden brasilianischen Flüsse noch einen Wert von 110 für A einschließt. Dieser übertrifft sowohl am Taquari als am unteren Jacui oder dem Guaiba die schon sehr hohen Werte, die wir für die Susquehanna, den Potomac und den Ohio bei Pittsburg konstatiert und als sehr verlässlich angesehen haben.

### *Schlusfolgerungen*

#### *1. Extreme Variabilität von A auch im Rahmen von ziemlich großen Einzugsgebieten*

Obige Entwicklung läßt keinen Zweifel über die große Variabilität des Koeffizienten A bei den größten Hochwässern von einem Abschnitt zum anderen. Man kennt 12 oder 13 nach den Aufzeichnungen über die Seine bei Paris und 250—300 für die Flüsse von Texas und vielleicht ebensoviele für japanische Flußläufe in bezug auf Flächen unter ungefähr 3000 km<sup>2</sup>.

Andererseits könnte man hoffen, daß im Rahmen der vielen großen Einzugsgebiete, die sich von 2000 oder 5000 auf 50.000 km<sup>2</sup> und mehr vergrößern, der dem maximalen Abflußwert entsprechende Koeffizient A, abgesehen von Abweichungen um 10—20%, im Laufe der Flußstrecke sich wenig verändert hätte und seine lokalen größeren oder kleineren Werte im Verhältnis zum Mittelwert des betreffenden Gebietes einander kompensierten. Diese relative Stabilität zeichnet sich ab einmal in geophysikalisch homogenen Flußgebieten, wobei dieser Ausdruck die harmonische Vereinigung vieler Bedingungen in bezug auf Relief, Klima, usw. bedeutet, zum anderen in anderen fluviatilen Bereichen, wo Diskrepanzen und Disproportionen herrschen, wo aber Zufälligkeiten doch wieder im ganzen eine gewisse Ordnung bedingen können.

Anderwärts, wo sich die Niederschläge von den Quellen gegen die Mündung hin sehr intensivieren, wächst der Abfluß Q gemäß den wechselnden und unregelmäßigen Bedingungen von oben nach unten, aber stärker als mit der Quadratwurzel des Einzugsgebietes. Manchmal bildet selbst die Zunahme eine quadratische Funktion des Einzugsgebietes oder einer Kraft, die etwas weniger als 2 davon beträgt. Wo dagegen die Hochwasserregen sich vermindern oder sogar gegen den Unterlauf verschwinden, verringert sich A in gewissen Fällen auf die Hälfte oder sogar auf ein Drittel gegenüber dem Wert im oberen Einzugsgebiet. Aber die Konfiguration des hydrographischen Netzes und die gewöhnliche oder ausnahmsweise Struktur der regenbringenden Luftmassen, sowie die Gliederung des Reliefs können von einem Einzugsgebiet zum anderen den Grad und besonders den Sinn dieser Entwicklung ändern.

#### *2. Verminderung von A für Einzugsgebiete von über 5000 bis ca. 8000 km<sup>2</sup> bei exorbitanten Sommerhochwässern*

Wir glauben zugeben zu müssen, das schon eingetretene und auch mögliche Ereignisse in der Tat seit einem Jahrhundert in Texas oder vielleicht auch in

<sup>24</sup> Dieses denkwürdige Hochwasser würde eine Studie großen Stiles verdienen.

Japan die in der unten folgenden Tabelle angegebenen Abflußmaxima für 1000 bis 2500 km<sup>2</sup> mit ihren korrelativen Werten von 300—350 für den Koeffizienten A erreichen. Diese Daten gelten für trichterförmig erweiterte Einzugsgebiete mit Hauptsammeladern, die in proportionierten Strecken konvergieren und mit der Möglichkeit von Niederschlägen, die über dem gesamten Flußgebiet 200 bis 400 mm in weniger als 15, 12 oder 6 Stunden erreichen, wobei die verschiedenen Werte von den Formen des Einzugsgebietes, der Gestalt der Zubringer, dem Terrain, der vorherigen Sättigung usw. beeinflusst sind.

S in km <sup>2</sup>	Q in m <sup>3</sup> /sec.	q in l/sec./km <sup>2</sup>	A
100	3000 bis 3500	30.000 bis 35.000	300 bis 350
500	6700 bis 8800	13.400 bis 15.600	300 bis 350
1000	9500 bis 11000	9.500 bis 11.000	300 bis 350
2500	15000 bis 17500	6.000 bis 7.000	300 bis 350

Wir haben nicht die geringste Sicherheit, ob die Werte von 300—350 für A auf 5000 km<sup>2</sup> in der Gegenwart erreicht werden, was 21.000 bis 25.000 m<sup>3</sup> in runden Ziffern darstellt. Aber unsere Unkenntnis gewisser Phänomene kann nicht beweisen, daß sie sich nicht tatsächlich ereignet haben. Im Grunde genommen neigen wir dazu, solche Hochwässer auf der Erde für möglich zu halten. Unser Skeptizismus in bezug auf 300—350 für 10.000 km<sup>2</sup>, was 30.000 bis 35.000 m<sup>3</sup> oder 3000 bis 3500 l/sec. per km<sup>2</sup> ergibt, gilt nicht unbedingt. Aber vielleicht lehnen wir es aus Kleinmut des Geistes ab, irgendwo auf der Erde, wo die Ausmaße des Einzugsgebietes 20.000 km<sup>2</sup> betragen, 300—350 für A als möglich anzusehen. Das entspricht rund 42.000—45.000 m<sup>3</sup> und ist wohl mehr als der Wert für 75.000 km<sup>2</sup> des Jacui bei der gewissermaßen sagenhaften Überschwemmung vom Mai 1941.

Hier also kommen wir mit Recht oder Unrecht zu einer kategorischen Negation. Aber damit bestätigen und bestärken wir unsere vorherigen Bemerkungen.

Soferne nun der Exponent  $\frac{1}{2}$  von S nicht einmal roh mit einem allgemeinen Naturgesetz übereinstimmt, dort gibt es praktisch und sicher auch theoretisch keinen konstanten Wert für A, außer, wie bereits bemerkt, durch Zufall. Oder, was noch wahrscheinlicher ist, weder der Exponent von S noch irgend ein Wert von A können in einem gegebenen Einzugsgebiet konstant und in sich selbst identisch sein, außer innerhalb enger, den Einzugsgebieten entsprechenden Grenzen. Besteht man aber darauf, den maximalen Abfluß gemäß der Quadratwurzel des Einzugsgebietes bewerten zu wollen, muß man A für Flußgebiete, die auf 5000—10.000 km<sup>2</sup> angewachsen sind, d. h. mehr oder minder in Gebieten mit exorbitanten Maxima, die durch wolkenbruchartige Regen verursacht werden, vernünftig reduzieren. Solche Phänomene begegnen wir fast stets inmitten der warmen Jahreszeit bis zum Beginn des Herbstes.

### 3. Die sehr ungleiche Verminderung von A von einem Fall zum anderen

Man kann sicher annehmen, daß die Verringerung von A als die Funktion wachsender Einzugsgebiete von einem Flußgebiet zum anderen und in manchen Fällen sogar im selben Areal in sehr verschiedenem Grade erfolgt. Tatsächlich

spielt bei diesen Beziehungen nicht nur die verschiedene Konfiguration der Einzugsgebiete, sondern viel mehr noch die Ungleichheit im Grad der Verminderung der mittleren Niederschläge als Funktion der Flächen eine wesentliche Rolle. Erklären wir nun: Wenn auf gut berechnete  $S_1$  km<sup>2</sup>  $P_1$  mm Niederschlag fallen, so wird auf einer peripheren Fläche  $S_2$  von bestimmter Größe der mittlere Niederschlag  $P_2$  nicht in jedem Fall derselbe Bruchteil von  $P_1$  sein. Und so geht es für immer entferntere Flächen weiter. Und diese Ungleichheit in der exponentiellen Abnahme von  $P$  als Funktion von  $S$  muß  $A$  oder den Exponenten von  $S$  oder je nach dem Fall beide in einer Formel, die das Abflußmaximum  $Q$  mit dem Einzugsgebiet  $S$  verbindet, modifizieren. Andererseits ist die Verminderung von  $P$  als Funktion von  $S$  bei den Wolkenbrüchen vom Typus Texas oder Japan typisch abrupt. Hier liegt einer der wichtigsten Gründe für eine merkliche Reduktion von  $A$ , wenn sich das Einzugsgebiet vergrößert. Und mit diesem Phänomen ist ein Korrelat gegeben, das eine ergänzende Verkleinerung von  $A$  begründet. Wenn die Niederschläge, wie fast alle starken Wolkenbrüche, inmitten der warmen Jahreszeit fallen und die Regen auf 20—30.000 km<sup>2</sup> peripheren Gebietes, jenseits eines 10—15.000 km<sup>2</sup> großen, sehr niederschlagsreichen Zentrums — z. B. 100—150 mm in 1—2 Tagen — fallen, können sie nicht ausreichen, um über die Versickerung und Evapotranspiration die Oberhand zu gewinnen und an Ort und Stelle lokale Entwässerungsadern anschwellen zu lassen †. Daher wird außerhalb eines zentralen Gebietes von 10.000 oder 15.000 km<sup>2</sup> — es handelt sich um die meist berechnete Fläche, nicht um das ganze Einzugsgebiet — das Hochwasser nicht oder fast nicht verstärkt. Bei dieser sehr häufigen Erscheinung ist es beinahe eine allgemeine Regel, daß sich die Maxima abschwächen, manchmal in bemerkenswerter Weise von einem gewissen Punkt ab. Der Koeffizient  $A$  kann sich daher an einem Fluß von oben nach unten nur vermindern und dies umso schneller, je mehr die erwähnten Gründe mitspielen. In gewissen Fällen sinkt er auf eine kurze Strecke fast völlig ab.

Es ist hier nützlich, sich folgende völlig klare Tatsachen ins Gedächtnis zurückzurufen: Die Überlegungen über die Abnahme von  $A$  für Areale über 10.000 oder 15.000 km<sup>2</sup> gelten nur, wenn man berechnete Oberflächen insgesamt untersucht, die im wesentlichen größer sind als die genannten Areale. Es können ja mehrere fluviale Einzugsbereiche in der Zone eingeschlossen sein, von der große Abflüßmengen ausgehen. Man kann die Modifikation von  $A$  an den Hochwässern der wichtigsten Flüsse von Texas wie Brazos, Colorado und Nueces, welche geräumige Einzugsgebiete haben, (die beiden ersteren über 80.000 km<sup>2</sup>) bestätigt finden. Aber die Frage erhebt sich praktisch nicht für japanische Flüsse, deren größte Einzugsgebiete 10.000 bis 15.000 km<sup>2</sup> nicht überschreiten. Und sie ist für alle Flüsse in den Cevennen, von denen keiner mehr als 2300 km<sup>2</sup> (Ardèche) entwässert, noch vergeblicher. Indessen würde die rasche und ungleiche Abnahme von  $A$  für jeden Wolkenbruch des mittleren Niederschlages als Funktion der Einzugsgebiete genügen, um  $A$  für Flächen über 10.000, 5000 oder hie und da sogar 3000 km<sup>2</sup> deutlich zu reduzieren und diese Verkleinerung je nach dem Einzugsgebiet und dem Zeitpunkt eines gegebenen Ereignisses durchzuführen.

---

† „Si la pluie, comme presque toutes les averses furieuses, se produit en pleine saison chaude, les précipitations tombant sur 20.000 ou 30.000 km<sup>2</sup> extérieurs, au-delà de 10.000 ou de 15.000 km<sup>2</sup> très arrosés pourront, tout en étant en soi imposantes (100 à 150 mm en 1 ou 2 jours par exemple) ne point suffir pour triompher de l'infiltration et de l'évapotranspiration, et pour gonfler sur place les artères locales de drainage.“

4. *Fraglicher Grad der Konstanz des Exponenten und Koeffizienten für Hochwässer, die durch sehr ausgedehnte Regen in der kalten Jahreszeit verursacht sind*

In anderen Klimaten, die überhaupt nicht dem Wüten exzessiver Regen ausgesetzt sind oder in Zonen mit anderen meteorologischen Bedingungen, wo gelegentlich wohl Wolkenbrüche vorkommen, können Regen, die in ihren zentralen Punkten weniger brutal, aber bei manchen Gelegenheiten noch sehr gewaltig und andererseits bis in große, periphere Entfernungen wirksam sind (das eine schließt das andere nicht notwendig aus), über Zehntausende oder sogar über Hunderttausende km<sup>2</sup> und mehr — große ozeanische Winterhochwasser in Westeuropa, Vereinigten Staaten usw. — große Überschwemmungen verursachen. Diese Möglichkeit manifestiert sich besonders in der kalten Jahreszeit, wenn die Versickerung und Verdunstung vermindert ist, bei peripheren Regen, welche im Sommer die von der Zone stärkster Niederschläge weit entfernten Zuflüsse nicht ansteigen lassen, sie aber jetzt in einem weiten Umkreis unter der Anschwellen bringen. So können sich die Hochwässer der Hauptflüsse unter der Bedingung, daß sie sich in den Überschwemmungsgebieten nicht zu sehr verflachen, auf weite Strecken intensiv steigern, wenn das Einzugsgebiet 20.000, 40.000 oder mehr km<sup>2</sup> erreicht. Andererseits kann man nach den im Anfang dieses Abschnittes dargelegten Prinzipien feststellen, daß die Niederschlagsintensität als Funktion der Einzugsgebiete allgemein weniger stark abnimmt, als bei den schrecklichen Sommerregen von der Art, wie sie in Texas oder Nippon auftreten. Schließlich muß diese Abnahme weniger unregelmäßig sein, als unter den oben erwähnten Umständen von einem Niederschlag zum anderen.

Aus allen diesen Gründen muß A, wenn es keine besonders großen Werte in den kleinen, niederschlagreichsten Gebieten erreicht<sup>25</sup>, als Funktion wachsender Flächen von einem Fall zum anderen in viel geringerem Ausmaß und regelmäßiger abnehmen als bei außerordentlichen Wolkenbrüchen. Das Zusammenspiel aller Einflüsse bewirkt, daß der Wert von A relativ stabil bleibt und zwar in gewissen wenig unterschiedlichen Einzugsgebieten von den ersten 1000 oder 5000 km<sup>2</sup> an und sobald diese Gebiete z. B. 30.000 oder 50.000 km<sup>2</sup> nicht überschreiten. Doch erleidet der besagte Koeffizient je nach der Größe der fluviatilen Einzugsgebiete, sogar in denen, wo A aus bereits bekannten Ursachen die Gesamtstabilität nicht fehlt, als Funktion der Flußgebiete im Detail noch merkbliche und häufig unregelmäßige Veränderungen.

Wir müssen feststellen, daß wir für einen Prozentsatz der fluviatilen Einzugsgebiete, wo infolge der Herrschaft ausgedehnter Winterregen<sup>26</sup> A den Flußlauf entlang eine erfreuliche Stabilität zeigt, keine präzisen Formeln bieten können, da Berechnungen über eine genügend große Anzahl von Flüssen fehlen. Mit anderen Worten, unsere Ausführungen sind nur theoretisch und oberflächlich.

<sup>25</sup> Man hat z. B. höchstens 1300 l/sec, pro km<sup>2</sup> auf 1000 km<sup>2</sup>, 4000 für 100 km<sup>2</sup> gegenüber entsprechend 6000 bis 8000 und 15.000 bis 18.000 bei einem Wolkenbruch mit A = 47,5 und 40 gegenüber 190 bis 250 und 150 bis 180.

<sup>26</sup> Übrigens täuscht man sich schwer, wenn man allen sommerlichen Hochwasserwolkenbrüchen nur eine Ausdehnung von einigen 10.000 km<sup>2</sup> zuschreibt, im Gegensatz zu den Winterregen, welche alle sehr ausgedehnt und dadurch charakterisiert wären, daß sie als Funktion der wachsenden Flächen niemals gegen ihre Umgebung eine extreme Intensitätsverminderung erfahren. Gewisse Winterwolkenbrüche können nach Raum und Zeit sehr konzentriert sein. Es gibt übrigens sowohl in den Vereinigten Staaten als auch in Europa und wahrscheinlich auch in China sommerliche Niederschläge, die die Winterregen durch ihre grandiose Ausdehnung erreichen oder überreffen.

5. *Verlust der Vorherrschaft von exorbitanten Hochwässern bei mehr als 20.000 oder 30.000 km<sup>2</sup>*

Wie dem auch sei, das mäßige Ausmaß der Niederschlagsverminderung als Funktion der Flächen bei Regen, die in ihren Intensitätszentren keine Wolkenbrüche sind, haben eine große Bedeutung für einen noch unerörterten Punkt. Infolge dieser Eigenschaft können Hochwässer, die durch starke, ausgedehnte Niederschläge in der kalten oder warmen Jahreszeit entstehen, in Ausnahmefällen schon bei 10.000 km<sup>2</sup> die Hälfte der Maxima von Texas oder Japan mit Werten von 80 oder 120 für A erreichen oder übertreffen, gegenüber 125 bis 175 auf 17.000 bis 18.000 km<sup>2</sup> bei den Überschwemmungen in Texas (Colorado im September 1952, Little River im September 1921). Wir haben 86 für 25.000 km<sup>2</sup> am Potomac festgestellt. Der Miami River, ein Zufluß des Ohio, der noch der Ebene angehört, hat im März 1913 10.870 m<sup>3</sup> auf 10.200 km<sup>2</sup> mit  $A = 107$  geliefert. Der Willamette, ein südlicher Zufluß des Columbia, hatte am 4. Dezember 1861 einen Abfluß von 14.150 m<sup>3</sup> auf 18.850 km<sup>2</sup> mit  $A = 103$ .

Nun untersuchen wir die Wirkungen eines Sommerregengusses, der im Gebiet seiner stärksten Auswirkung nicht so furchtbar, aber ausgedehnter als die Cloudbursts, und stärker, aber nicht so ausgedehnt als die großen winterlichen Niederschläge war. Man konstatierte im Juli 1951 am Neosho, einem Nebenfluß des Arkansas bei Iola (9880 km<sup>2</sup>) 12.350 m<sup>3</sup>, also 1250 l/sec. pro km<sup>2</sup> mit 124 für A — ein Abfluß, der mehrfach einem früheren Rekord entsprach. Dieses Hochwasser selbst hat sich flußabwärts entscheidend abgeschwächt. Aber bei mehr als 20.000 km<sup>2</sup>, jedenfalls bei 25.000 km<sup>2</sup>, hat die Bruttoabflußmenge selbst sogar der größten Hochwässer von Texas begonnen, sich abzuschwächen. Sie verlieren sehr rasch ihre Überlegenheit und werden im Vergleich zu den Hochwässern an der Susquehanna oder am Jacui für 30.000 km<sup>2</sup> und mehr fast lächerlich.

6. *Die Werte von A und die spezifischen Maxima in den Ländern der Wolkenbrüche mit Einzugsgebieten unter 100 oder 80 km<sup>2</sup>*

Wir wollen nun auf kleine Einzugsgebiete zurückkommen und uns fragen, welche Abflußmengen und welche Werte für A auf Bereichen von 50 km<sup>2</sup> und darunter auftreten können. Wir wollen diese Möglichkeiten für die Werte berühmter Überschwemmungen, z. B. in Texas oder vielleicht auch in Japan untersuchen. Wie wir schon dargelegt haben, bleiben über die Glaubwürdigkeit von Werten für A, die sich wenigstens annähernd auf 300—350 belaufen und die Einzugsgebiete zwischen 200 und 2000 oder vielleicht 3000 km<sup>2</sup> in Texas heimgesucht haben, wenig Zweifel. Weniger sicher sind wir, wenn wir dieselben Koeffizienten Flächen von 100 km<sup>2</sup> zusprechen, was 30.000—35.000 l/sec. pro km<sup>2</sup> ausmachen würde. Aber es wäre nicht zu vertreten, mit denselben Grundlagen 2100—2500 m<sup>3</sup> für 50 km<sup>2</sup>, das sind 42.000—50.000 l/sec. pro km<sup>2</sup>, zu errechnen und zwar deshalb, weil anscheinend 250—300 mm in 1 Stunde, 350 oder 400 mm in 2 Stunden über einer gesamten Fläche von 50 km<sup>2</sup> fallen müßten, die schon ganz mit Wasser gesättigt ist. Und wie wollte man es begreifen, wenn wir uns 950 m<sup>3</sup> — 1100 m<sup>3</sup>, das sind 95.000—110.000 l/sec. pro km<sup>2</sup> vorstellen, was 300—350 für A auf 10 km<sup>2</sup> wäre. Solche Hochwässer würden Regengüsse von 350—400 mm pro Stunde oder mindestens 180—200 mm in



einer halben Stunde auf 10 km<sup>2</sup> voraussetzen. Ehemals hätten wir den für verrückt gehalten, der solche flüssige Lawinen für möglich erklären würde. Jetzt stellen wir fest, daß in der Welt mit ihren möglichen Wetterumbilden noch Schlimmeres nötig wäre, um uns in Erstaunen zu versetzen! Und beweist nicht die mögliche Realität eines Hochwassers, auf 200—1000 km<sup>2</sup>, durch Verkettung und Extrapolation, die hier für kleine Einzugsgebiete diskutierten, sagenhaften Ziffern?

Und es gibt möglicherweise einen Hinweis zugunsten der pessimistischsten Zahlen. Eine Rekordabflußmenge erreichte am 18. Juli 1942 in Pennsylvanien 130 m<sup>3</sup>/sec. pro km<sup>2</sup> auf 13,7 ha. Wenn diese Zahl exakt ist, schiebt sie vor unseren Augen die Grenzen des Möglichen zurück. Man kommt in diesem Fall durch eine zwar nicht offizielle, aber kontrollierte Beobachtung auf 770 mm in 4,45 Stunden. Das ist vielleicht nicht unvereinbar mit 50—60 mm in 6 Minuten, woraus sich der vermutete Abfluß ableiten ließe. Es geht vielleicht auf eine gewisse Angst vor solch enormen Phänomenen, auf eine Art Aberglauben zurück, daß wir für unsere Erde 1000 m<sup>3</sup>/sec. Abfluß auf 10 km<sup>2</sup> für wenig glaubwürdig halten. Wenn unser, übrigens unbeständiger Skeptizismus nicht unberechtigt ist, wäre es nötig, daß sich A für weniger als 100 oder 80 km<sup>2</sup> um ein gutes Viertel, wenn nicht auf ein Drittel oder um 40% vermindert, falls man fortfährt, es mit dem Exponenten  $\frac{1}{2}$  des Einzugsgebietes zu verbinden<sup>27</sup>.

### 7. Wert und Bedeutung des Koeffizienten A

Entschieden ist der Koeffizient A nach allen Gesichtspunkten zu wenig konstant, um radikal den Nachteil zu beseitigen, den die Notwendigkeit darstellt, die große Zahl typischer, roher (Brutto-) und spezifischer Abflußwerte einzuschränken, um mit ihrer Hilfe in jedem Gebiet die Schwere einer Überschwemmung taxieren zu können. Jedoch kann der Gebrauch dieses Parameters in einem gegebenen regionalen oder lokalen Rahmen eine Schätzung erlauben und eine nützliche Vereinfachung ermöglichen. Dann verrät die Modifikation von A von einem Flußabschnitt zum anderen in eindrucksvoller Weise die durch geophysische Einflüsse bestimmten Hauptzüge.

<sup>27</sup> Die phantastischen Abflußmengen, über deren Möglichkeit man jetzt diskutiert, können lokal unvermutet durch einen Stau eintreten, wenn das Hindernis bricht, das temporär die Ansammlung größerer Flüssigkeitsmengen verursacht hat. Wir nehmen z. B. an, daß ein hoher Straßen- oder Bahndamm unter einer Brücke durch einen Bach oder Fluß gequert wird, deren Kapazitätsgrenze sogar mit Beschleunigung einige Dutzend m<sup>3</sup>/sec. erreicht. Dieses Hindernis kann ein großes Wasservolumen zurückhalten, wenn das Hochwasser von Natur aus 20 oder 30 m<sup>3</sup>/sec. pro km<sup>2</sup> auf 10 km<sup>2</sup> liefert, das sind 200—300 m<sup>3</sup>, was ein übermäßig hoher, aber in bestimmten mediterranen Gebieten Europas nicht sehr seltener Wert ist. Derselbe Aufstauungseffekt ergibt sich, wenn das Hochwasser 8—10 m<sup>3</sup> pro km<sup>2</sup> auf 100 km<sup>2</sup>, das sind 800—1000 m<sup>3</sup> erreicht, was in den oben genannten Gebieten ein mögliches Phänomen ist. Die Aufstauung durch Schutt, entwurzelte Bäume usw. ist imstande, eventuell die Mangelhaftigkeit des Durchflusses noch zu steigern. Der plötzliche Bruch dieses provisorischen Staukörpers kann unmittelbar flußabwärts und auf weitere Entfernungen je nach den verschiedenen Faktoren ungleiche Abflußmengen bedingen, die einigemal größer sind als die natürlichen Werte. Aber uns interessieren hier nur die letzteren.

Man könnte noch die Meinung äußern, daß wir von gewissen in dieser Abhandlung zitierten exorbitanten Maxima das feste Material (Gerölle, Blöcke, Sand, Schlamm), das bei sehr starkem Gefälle von diesen Flüssen transportiert wird, abziehen müßten. Dieser Transport kann in gewissen Fällen  $\frac{1}{10}$ ,  $\frac{1}{10}$  oder sogar größere Bruchteile des Rekordabflusses darstellen. Aber es war uns unmöglich, auch nur annähernd das feste Volumen zu schätzen und abzuziehen. Am besten ist es, ohne Angabe des Prozentsatzes festzustellen, daß die gegebenen rohen und spezifischen Abflußwerte und die Größe von A für gewisse exorbitante Hochwässer durch den Transport von sehr voluminösen und sogar enorm festem Material vergrößert wurden. Dieses fälscht, wenn es nicht abgezogen wird, die auf den Niederschlägen fußenden Berechnungen. Aber es zählt in den Abflußmengen der Hochwässer selbst wirkungsvoll mit.

*A n h a n g**Stärke der Hochwässer in Mitteleuropa*

In Mitteleuropa verursachen die Flüsse aus bestimmten kleinen Einzugsgebieten verheerende Überschwemmungen. Man ist geneigt, sie vor einer genauen zahlenmäßigen Analyse als ungeheuerlich zu bezeichnen. Wir werden sehen, ob die Werte für A bei diesen Hochwässern eine solche Einschätzung rechtfertigen. Jedenfalls haben die seit den letzten 150 oder 200 Jahren schrecklichsten Überschwemmungen bei einem Einzugsgebiet von 500 bis 10.000 oder 20.000 km<sup>2</sup> und etwas darüber für den fraglichen Exponenten (siehe Tabelle S. 33 f.) nicht mehr als 40 oder 50 erreicht.

So sind z. B. die nördlichen Ostalpen und das österreichisch-bayerische Alpenvorland der Donau, besonders östlich der Isar, durch riesige Überschwemmungen bekannt. Aber im gesamten Einzugsgebiet des Inn hat A im September 1899 und im Juli 1954 den Wert 40 nicht überschritten<sup>28</sup>. In der Tat liegt über die Hälfte des Einzugsgebietes des Inn hinter der alpinen Fassade und ist daher gegen die sehr heftigen, durch NW-Winde herbeigeführten typisch mitteleuropäischen Niederschläge geschützt, so daß diese Zone zu den fraglichen Maxima nur in beschränktem Ausmaß beiträgt<sup>29</sup>. Wenn man bedenkt, daß nur das untere den oben genannten Wetterumbilden sehr ausgesetzte Einzugsgebiet (11.000 km<sup>2</sup>) zu diesem Abfluß beiträgt, findet man für die Hochwässer von 1899 und 1954 den imposanten Koeffizienten 45—48. Andererseits haben die sehr gewaltigen und verheerenden Hochwässer der Salzach, eines Hauptzuflusses des Inn, und der Enns im September 1899 für A den Wert von 46,6 und 41 und nur die überraschend geringe Größe von 32,3 für die Traun ergeben.

Indessen geben uns bemerkenswerte Studien des österreichischen hydrographischen Dienstes<sup>30</sup> die Gewißheit, daß eine Überschwemmung, die bisher nicht ihresgleichen hatte, und kaum zu übertreffen ist — ihre mittlere Häufigkeit wäre etwa 1 in 3000 Jahren — sich um die Mitte des August 1501 ereignete. Diese Überschwemmung, deren Maximum man bei Wien mit sehr guter Annäherung schätzen konnte, wäre ohne einer ungeheuren Flut des Inn unbegreiflich. Es ergaben sich etwa 7500—8000 m<sup>3</sup> auf 11.000 km<sup>2</sup> des unteren Einzugsgebietes — das ist indessen noch etwas weniger als für den Tarn im März 1930 — mit den hohen Koeffizienten von 55—60. Derselbe Wert für A muß auch im August 1598 bei einer ebenso großen Überschwemmung des Inn unterhalb des Zusammenflusses mit der Salzach, die im selben Maße angestiegen war, erreicht worden sein. Es ist wohl nicht unmöglich, daß A für die Salzach 60—65 betrug — wie am Tarn im März 1930, aber weniger als an der oberen Garonne im Juni 1875.

<sup>28</sup> Der maximale Abfluß erreichte im September 1899 nach bayerischen Schätzungen 7000 m<sup>3</sup>, nach österreichischen am Hydrographischen Zentralbureau in Wien 6400 m<sup>3</sup>. Wir sind, ob mit Recht oder Unrecht, geneigt, für den Inn bei Schärding oder Wernstein eher die österreichischen Werte anzunehmen.

<sup>29</sup> Einige in der Tabelle auf S. 33 f. angeführte Beispiele, die sich auf alpine Flüsse beziehen, zeigen besonders deutlich den schützenden Einfluß des Hochalpenschildes gegen die großen ausgiebigen Regen für ein ziemlich großes Einzugsgebiet. Dieser Einfluß bewirkt, daß trotz der Steilhänge und der großen Schnelligkeit der Entwässerung die Hochwasserrekorde am oberen Inn bei Martinsbruck und an der Rhône vor der Mündung in den Genfersee an der Pforte von Seex in Wirklichkeit klein sind (Koeffizient 15,2 und 12). Die Konfiguration des Reliefs im alpinen Rheingebiet gestattet viel leichter als für den Valais oder das Engadin ein wirksames Eindringen der mediterranen Luftmassen vom S oder der ozeanischen vom W her. Daher kommen die nicht harmlosen Hochwässer des Rhein in den Hochalpen und an der Mündung in die Ebene,

<sup>30</sup> cf. Der Schutz der Reichshaupt- und Residenzstadt Wien gegen die Hochfluten des Donaustromes. K. K. Hydrographisches Zentralbureau, Wien 1908, 124 S., 43 Fig., 15. Taf. — In dieser in ihrer Art einzigartigen Publikation findet man eine sehr große Zahl von genauen Angaben, die durch eine ebenso ungeheure als scharfsinnige Arbeit über die alten Hochwässer der österreichischen Donau und ihrer Zuflüsse zustandekam.

Sodann scheint die Enns im Juli 1572 einen viel größeren Anstieg als im September 1899 erlebt zu haben, wobei der Koeffizient A vielleicht den Wert 50 oder 55 erreichte. Aber alle diese letztgenannten Zahlen würden, ob sie exakt sind oder nicht, und wie wir betonen müssen, gewissermaßen sagenhaften hydrologischen Ereignissen entsprechen und vielleicht das höchste der Maxima darstellen, das entsprechend den unergründlichen Tendenzen des tatsächlichen Klimas erreichbar ist.

Im Verlaufe der letzten 150 oder 200 Jahre waren auch andere Hochwässer in Mitteleuropa sehr verheerend und können als Rekorde angesehen werden. Zu den traurigsten Ereignissen dieser Art rechnen wir jenes vom Juli 1897, welches in Sachsen in den beiden Mulden nördlich des Erzgebirges und dann überhaupt beiderseits des nordöstlichen böhmischen Gebirges, nämlich des Iser- und Riesengebirges, wütete. Es gab viele Todesopfer, davon 28 auf deutschem Boden, wo der schlesische Bober und sein Zufluß, der Queis, Wassermassen heranwälzten, die seit Menschengedenken unbekannt waren<sup>31</sup>. Ihr westlicher Nachbar, die Lausitzer Neisse, hatte damals seit dem Sommer 1804 als schrecklichstes bekanntes Hochwasser<sup>32</sup>: 5,30 bei Görlitz gegen 5,90. Die Fotografien der Flußbette und der verwüsteten Lokalitäten sowohl mitten im Gebirge als auch an der böhmischen Seite und an den Berghängen von Schlesien und der Lausitz lassen keinen Zweifel über die große Gewalt der Erosion und des Transportes, die damals entfesselt wurde. Trotzdem hat A am oberen Bober beim Zusammenfluß mit der Queis 40,6 nicht überschritten; weder 37,6 an diesem Flußlauf, noch 41,9 für die 2470 km<sup>2</sup> der Lausitzer Neisse.

Man findet eindeutig höhere Werte für das karpatische Hochwasser vom Juli 1934, das eine wirkliche Katastrophe für Polen in Westgalizien und für die südlichen Zuflüsse der oberen Weichsel brachte<sup>33</sup>. Der Wert war über 43 an der Raba, 46 an der Skawa, 50 am Dunajec bei Nowy Sacz bzw. bei Siedliszowice und noch 39,5 an der Wisloka, wo die Niederschläge geringer waren. Das ist vielleicht noch mehr als beim Hochwasser im Jahre 1899 im östlichen Bayern und an der österreichischen Donau, das heftigste, noch nicht zu weit zurückliegende fluviale Phänomen, das mit genügender Sicherheit in Mitteleuropa bekannt ist. Dann wurden bei dem berühmten schlesischen und westgalizischen Hochwasser des Juli 1903 die bekannten Rekorde von der oberen Oder bei Ratibor erreicht oder übertroffen und an der Glatzer Neisse annähernd erlangt. Trotz des mindestens in den höheren Teilen der Einzugsgebiete akzentuierten Reliefs überschreiten die Koeffizienten weder 24,4, noch 19 in bezug auf beide Wasserläufe<sup>34</sup>. Schließlich hatte das denkwürdige Hochwasser vom September 1882 an der Drau bei Villach nur einen Koeffizienten von 28,2.

<sup>31</sup> Mehr oder weniger bis zu ihrer Vereinigung und noch etwas weiter abwärts davon. Weiterhin haben sich die Hochwässer, wie das der Neisse, rasch abgeflacht und das entsprechende Maximum der Oder überschritt bei Frankfurt nicht 1300 m<sup>3</sup>, während damals die Maxima der weiter oben erwähnten Flußläufe auf 5530 km<sup>2</sup> über 5000 m<sup>3</sup> erreichten.

<sup>32</sup> FISCHER, K., Über das Hochwasser im Sommer 1897. Publiziert in der Meteor. Ztschr. „Das Wetter“, Berlin 1899, 15 S. — Für dasselbe Hochwasser in Österreich lies die große Publikation des k. k. österreichischen Dienstes: Die Hochwasserkatastrophe des Jahres 1897 in Österreich. Wien, 170 S.

<sup>33</sup> Man findet die bekannten Abflußmaxima zahlreicher polnischer Flüsse in dem folgenden Artikel: JAROCKI, W., Méthode simplifiée de calcul des écoulements à débits de probabilités différentes. Pub. de l'Ass. Int. d'Hydrologie Scientifique, Gand et Louvain, 1956, in-8°, 405 S., S. 405—417, 9 Fig. cf. PARÉ, M., La crue catastrophique de juillet 1934, en Galicie. Rev. de Géogr. Alpine, Bd. XXII., 1934, S. 845—850. und : Crues Pyrénéennes et Crues Carpathiques, Rev. Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, Bd. V., S. 425—433, 6 Fig.

<sup>34</sup> Aber man hat 47 bei Oswiecim (Auschwitz) an der Sola, einem Zufluß der oberen Weichsel, oberhalb von Krakau, festgestellt: Über das Hochwasser des Juli 1903 lies besonders: FISCHER, K., Die Sommerhochwasser der Oder von 1813 bis 1903. Berlin 1907, 101 S., 16 Tab., 4 Fig., 16 Taf.

Gewisse dieser Flußgebiete (wie erwähnt, oberer Inn und obere Salzach), sind gegen das Eindringen von Regenwolken durch Gebirgsbarrieren genügend abgeschirmt und dieser Umstand schwächt bei beiden Gebieten die mittleren hochwassererzeugenden Niederschläge ab. An der Drau sind sehr ergiebige Regen mindestens stellenweise noch häufig (über 200 mm pro Tag). Und was die anderen Einzugsgebiete betrifft, für die wir die Rekorde angaben, so sind die für das Hochwasser verantwortlichen Regen an gewissen Stellen sehr imponierend oder bei erster Prüfung sogar sensationell. So hat man am 30. Juli 1897 für einen Tag bis 345 mm bei Neuwiese, 300 bei Wilhelmshöhe und 266 bei Riesenhain in den böhmischen Bergen zwischen Bober, Neisse, Elbe und Iser gemessen. Sodann fielen am 12. September 1899 in den österr. Voralpen 287 mm bei Mühlau und 243 bei Altaussee. In 7 Tagen sammelte man im letztgenannten Ort 665 mm, 560 am Langbathsee usw.

Im Juli 1903 erhielt Neurothwasser an der oberen Oder 240 mm im Tag, 318 in 2 Tagen und Alt-Reiwiesen 221, bzw. 313. Im Juli 1934 gab es in den Westkarpaten eine neue Sintflut. In manchen Stationen sammelten sich 200 bis 300 mm in 2 Tagen und 150—220 in einem Tag. Und das ganze Flußgebiet des Dunajec erhielt Niederschläge von durchschnittlich 170—180 mm in 36—48 Stunden. Das ist etwas mehr als der Starkregen, der an der unteren Garonne und Ariège im Juni 1875 eine Katastrophe verursachte. Andererseits waren am unteren Inn, an der Salzach, Traun und Enns die mittleren Niederschläge im September 1899 noch viel intensiver. In der Tat hat man in 2 Tagen 174 mm über dem ersten Flußlauf, 232 über dem zweiten und 227 über dem dritten beobachtet.

Das relativ geringe Ausmaß — in bezug auf die kennzeichnenden Werte, aber leider nicht in bezug auf die Verwüstungen — der Hochwasserrekorde in Mitteleuropa erklärt sich vor allem dadurch, daß sie hauptsächlich in den Sommer fallen. Mitten in der warmen Jahreszeit sind die Quotienten des Abflusses bei Unwettern fast immer etwas niedriger als im Winter<sup>35</sup>. Aus verschiedenen Anzeichen schließen wir, daß sie vielleicht 55—60% von dem des Dunajec-Hochwassers im Juli 1934 nicht überschreiten. Auf 101.700 km<sup>2</sup> der Donau oberhalb von Wien haben die Quotienten vielleicht höchstens 45% erreicht<sup>36</sup>. Ihr tatsächliches Verhältnis in den meist berechneten Gebieten und zwar am unteren Inn, an der Salzach, der Traun und Enns hat diesen Wert wahrscheinlich bedeutend überschritten. Aber im Augenblick des heftigsten Unwetters von 1899 fiel der Niederschlag in Höhen von über 1500 bis 1600 m als Schnee und das reduziert das Maximum merklich — vielleicht um 10—20% — und damit auch den Koeffizienten A.

Außerdem entsprachen unter verschiedenen Umständen die mittleren Regemengen dieses oder jenes Flußgebietes im September 1899 und im Juli 1934 nicht mehr den Sintflutmengen, wie sie in gewissen, stark berechneten Orten auftreten. Im Juli 1897 und 1903 nahmen die Niederschläge, die über den Bergen in Ostböhmen enorm waren, in der Ebene auf mittlere Niederschlagswerte ab,

<sup>35</sup> Über ihre Werte in verschiedenen Jahreszeiten und unter verschiedenen Umständen cf. PARDE, M., Beziehungen zwischen Niederschlag und Abfluß bei großen Sommerhochwässern. Ins Deutsche übersetzt durch F. W. LOCKERMANN, Bonner Geograph. Abh., Heft 15, Bonn 1954. in-8°, 69 S., 6 Fig. — und: Sur les coefficients et déficits d'écoulement des très grandes crues. Ann. de l'Inst. Polytechnique de Grenoble, Band III., 1954, No. 3, S. 106—129.

<sup>36</sup> Cf. Die Hochwasserkatastrophe des Jahres 1899 im österr. Donaugebiet. 4. Publikation des K. K. Hydrographischen Zentralbureaus, Wien 1900, 162 S., 43 Taf., viele Illustr. und: Das Julihochwasser 1954 im österr. Donaugebiet, 29. Publikation des Hydrographischen Dienstes, Wien 1955, 140 S., viele Illustr.

und blieben selbst bei den gefährlichen Flüssen in 1—2 Tagen weit unter 170 oder sogar 150 mm. Der Bober wurde oberhalb der Queismündung in 24 Stunden von 84 mm betroffen und am nächsten Tag im Juli 1897 höchstens von 40. Der Queis seinerseits nahm 96 und dann 35—40 mm auf und der Koeffizient des Nettoabflusses konnte bei diesen Flüssen 50% nicht übertreffen. Daraus erklärt sich der mäßige Wert von A. Und wenn man die Größe dieses Wertes im Juli 1903 an der Oder bei Ratibor oder an der Glatzer Neisse noch geringer findet, kommt dies daher, weil die Flußläufe in 2 Tagen nicht mehr als 85—90 bzw. 108 mm erhalten haben. Ihre Abflußkoeffizienten überschreiten deshalb trotz der enormen Niederschläge an gewissen engen Stellen nicht 46,3 bzw. 51,2%. Sodann waren die Geschwindigkeit der Hochwässer und demgemäß diejenige der Schwankung nicht sehr prompt. Alle diese Gründe trugen dazu bei, die Maxima der oberen Oder und der Glatzer Neisse und damit auch den Koeffizienten A zu reduzieren.

Aus analogen Gründen hat A ohne Zweifel auch bei der Hochwasserkatastrophe des August 1573 in den vereinigten Mulden in Sachsen 30 oder höchstens 34 nicht übertroffen und hat diese Ziffern im Juli 1954 nicht erreicht. Das relativ geringe Ausmaß der mittleren Mengen des atmosphärischen Wassers erklärt auch die relative Bescheidenheit des denkwürdigen Hochwassers im September 1882 an der Drau bei Villach. Schließlich sind es mehrere, aber immer wieder dieselben und mehr oder weniger kombinierte Ursachen, wie die beschränkte Anzahl von Wolkenbrüchen über den untersuchten Einzugsgebieten, die Sanftheit des Reliefs, das geringe Gefälle der Talwege, die großen Austritte des Wassers über die Ufer, die Enge des Flußnetzes, seine geringe Konzentration, das durch den Boden ausgeübte Vermögen, das Wasser zurückzuhalten, die die wenig imposanten (20—28) oder sogar geringen Werte (10—18) des Koeffizienten A bei den großen Hochwässern der zahlreichen mitteleuropäischen Flüssen erklären:

26,7 für die Isar bei München	12,8 für die Naab <sup>37</sup>
25 für die Mosel bei Koblenz	12,5 für den Regen <sup>37</sup>
23,8 für den Neckar bei Heidelberg	16,6 für die Vils <sup>38</sup>
19—22 für den Main bei Frankfurt	16,4 für die untere Isar usw.

Jedenfalls zeigt der niedrige Wert des Koeffizienten A, der für viele mitteleuropäische Flüsse gilt, daß selbst unter Berücksichtigung des morphologischen und geologischen Faktors wirklich schwere Wolkenbrüche über Gebieten von 500, 1000, 5000 km<sup>2</sup> und darüber fehlen <sup>39</sup>.

<sup>37</sup> Nördliche Donauzuflüsse im Gebiet von Regensburg.

<sup>38</sup> Südlicher Zufluß der Donau westlich des Zusammenflusses mit dem Inn.

<sup>39</sup> Manche Leser, welche die mögliche Niederschlagsintensität in verschiedenen italienischen Gebieten bedenken, müssen annehmen, daß in Italien viele Hochwässer mit einem hohen Wert für A vorkommen. Wir haben gesehen, daß dies für kleine Flußläufe zutrifft. Aber da im Mittel die Niederschläge in den meisten der umfangreicheren Einzugsgebiete nicht sehr gewaltig sind, oder infolge der Wirkung einer sehr aktiven Versickerung und eines schwachen Abflußkoeffizienten usw., erreichen manche italienische Rekordhochwässer keine eindrucksvollen Werte für A. Die einzige imponierende Ziffer in der unten folgenden Tabelle bezieht sich auf die ausnahmsweise und fast unglaubliche Überschwemmung des Tessin bei Sesto Calende am 2. Oktober 1868. Wir müssen zugeben, daß das erschreckende Ziffern sind, weil der Fluß an dieser Stelle in den Lago Maggiore mündet, der durch seine Ausdehnung auf 212 km<sup>2</sup> den maximalen Abfluß schwächen muß.

Indessen weiß man, daß schreckliche Wolkenbrüche in Mitteleuropa über sehr kleinen Flußgebieten wüten können. Herr Chefingenieur H. SCHWARZMANN hat über gewisse solche Ereignisse eine sehr interessante Studie geschrieben <sup>40</sup>.

Am 3. August 1951 fielen an der Wolf, einem Zufluß der Kinzig, im nördlichen Schwarzwald, 60—80 mm in 70 Minuten und das war vielleicht nicht einmal das lokale Maximum des Phänomens. Ferner ergossen sich über dem Grünbach, einem Zufluß der oberen Tauber, der ein südlicher Nebenfluß des Mains ist, am 29. Mai 1951, 100—150 mm in  $\frac{3}{4}$  Stunden (die Niederschlagshöhe wurde mit Hilfe eines Eimers gemessen). Das folgende Hochwasser brachte einen Abfluß von 11.500 l/sec. pro km<sup>2</sup> auf 56,5 km<sup>2</sup> (Tabelle auf S. 34).

Aber die schlimmste Katastrophe dieser Art, die bekannt wurde, ist jene, die in der Nacht vom 8. zum 9. Juli 1927 von dem Plateau ausging, das gerade nördlich des Erzgebirges (südlich von Pirna in Sachsen) liegt. Damals sind bis 113 mm in 25 Minuten gefallen und vielleicht in derselben Zeit 100 mm auf 44,3 km<sup>2</sup> und dann in 6 oder 7 Stunden im ganzen 100 mm auf 328 km<sup>2</sup>.

Die zwei kleinen Zuflüsse der Elbe, die Müglitz und die Gottleuba, rissen auf ihrem Lauf besonders im oberen Abschnitt alles mit und verursachten 152 Todesopfer, davon 88 in Berggießhübel <sup>41</sup>. Wenn man auch großen Respekt vor Formeln hat, so kann man doch nicht überrascht sein, wenn man sieht, daß A 80—100 nicht überschritt, als die schrecklichen kleinen Flüsse 17.000 bis 20.000 l/sec. pro km<sup>2</sup> Abfluß hatten.

Dazu, und das sei der Schluß unseres Beitrages, zögern wir nicht, folgendes zu sagen: Der Koeffizient  $A = \frac{Q}{\sqrt{S}}$  ist für Flußgebiete von 100 oder 200 bis 5000 und vielleicht 10.000 km<sup>2</sup> sehr wertvoll. Sie werden aber für exorbitante Hochwässer, die von einem Gebiet unter 100 und besonders unter 50 oder 30 km<sup>2</sup> ausgehen, sichtlich zu schwach, oder, wenn man will, bezeichnen die Werte mit dem Index 80—100 Hochwässer, die qualitativ und materiell ebenso enorm sind wie jene, die durch die Werte 130—150 aber in bezug auf größere Flußgebiete ausgedrückt sind. Es ist noch zu untersuchen — wir werden dies sicher einmal tun — ob man nicht, wenn man den Exponenten von S verändert, für den Koeffizienten, der zu A' oder A'' werden würde, selbst von den kleinsten Teilen der Einzugsgebiete an, untereinander ungefähr identische Werte für die Hochwässer erhielte, deren relative Stärke auf der ganzen Flußstrecke keine Abschwächung erfährt.

	Datum	S in km <sup>2</sup>	Q in l/sec. km <sup>2</sup> m <sup>3</sup> /sec.	A q in q in	A
Arno bei San Giovanni alla Vena	26. 11. 1949	8.186	2.270	277	25
Tiber bei Rom	2. 12. 1900	16.545	3.300	199	25,6
Volturno bei Ponte Annibale	2. 10. 1949	5.542	3.200	580	43
Adige bei Trente	17. 9. 1882	9.768	2.500 l-	256	25,47
Tanaro bei Montecastello	Nov. 1951	7.985	3.200	410	36
Po bei Turin	Okt. 1839	5.210	3.000	575	41,5
Tessin bei Sesto Calende	2. 10. 1868	6.599	4.500— 5.000	682— 758	51— 61,5
Pescara bei Santa Teresa	11. 10. 1934	3.125	900	288	16,1

<sup>40</sup> SCHWARZMANN, H., Hydrologisch bemerkenswerte Erfahrungen über katastrophale Unwetterhochwässer in Deutschland. Die Wasserwirtschaft, 43. Jg., Dez. 1962, S. 57—62, 5 Fig.

<sup>41</sup> FICKERT, R., Das Katastrophenhochwasser im Osterzgebirge im Juli 1927. Dresden 1934, 92 S., 54 Fig. usw.

*Rekordhochwässer in Mitteleuropa*S = Einzugsgebiet in km<sup>2</sup>, Q = Maximalabfluß (brutto) in m<sup>3</sup>/sec.q = spezifischer Maximalabfluß in l/sec. pro km<sup>2</sup>

	Zeitpunkt	S	Q	q	A
<i>Bayern und Österreich</i>					
Naab bei Pielenhofen	6. 2. 1909	5472	950	174	12,8
Regen bei Regenstauf	9. 7. 1954	2658	636	239	12,5
Isar bei München (Bogenhausen)	31. 5. 1940	2855	1440	508	26,7
Isar bei Landau	1. 6. 1940	8467	1520	183	16,4
Vils bei Grafenmühle	Juli 1954	1436	630	439	16,6
Inn bei Innsbruck (Hochwasser mit Frequenz von 500 Jahren)		5682	1600	282	21,2
Inn bei Wasserburg	14. 9. 1899	11984	2760	230	25,2
Saalach bei Unterjettenberg	14. 9. 1899	940	800	851	26,1
Salzach bei Burghausen	14. 9. 1899	6649	3800	572	46,6
Inn bei Schärding	14. 9. 1899	25664	6400	249	40
Höchstwerte 11.000 km <sup>2</sup> von					
Inn und Salzach	14. 9. 1899	11000	4500—	410—	43—
	u. 10. 7. 1954		5000	455	48
Traun bei Wels	13. 9. 1899	3499	1900	544	32,2
Enns (Gesamteinzugsgebiet)	13. 9. 1899	6080	3200	525	41
Drau bei Villach	Sept. 1882	5266	2040	387	28,2
<i>Schweizer Alpen</i>					
Rhône bei Porte du Scex	11. 7. 1902	5220	1100(?)	210	15,2
Inn bei Martinsbruck	22. 8. 1954				
	o. 23. 9. 1920	1945	530	272	12
Rhein bei Schmitter	25. 9. 1927	6119	3000 *	490	38,3
<i>Böhmen-Sachsen</i>					
Vltava bei Prag	4. 9. 1890	26962	3970	147	24,2
	29. 3. 1845	510	4500	167	27,4
Elbe bei Tetschen	6. 9. 1890	51050	4450	87	19,7
	30. 3. 1845		5600	109	24,7
Weißer Elster bei Gera	9. 7. 1954	2181	667	306	14,3
Mulde v. Freiberg bei Technitz	30. 7. 1897	2829	1300	460	24,4
Vereinigte Mulden bei Golzern	14. 8. 1573	5424	2200—	405—	29,8—
	u. vielleicht Juli 1954		2500	460	33,8

*Westdeutschland*

Neckar bei Heidelberg	29.—30. 10. 1824	13809	2800(?)	203	23,8
Main bei Frankfurt	Juli 1342	24838	3000— 3500	121— 137	19— 22,2
Mosel bei Cochem	1. 1. 1926	27100	4100	151	25

*Schlesien*

Oder bei Ratibor	12. 7. 1903	6698	2000	284,9	24,4
Glatzer Neisse bei Schurgast	11. 7. 1903	4354	1300	219	19
oberer Bober	31. 7. 1897	2055	1846	895	40,6
Queis	31. 7. 1897	1005	1160	1152	37,6
obere Lausitzer Neisse	31. 7. 1897	2470	2080	841	41,9
Zacken bei Warmbrunn	30. 7. 1897	119	344	2889	31,5
Lomnitz b. Erdmannstadt	30. 7. 1897	49	176	3600	25,1

*Galizien*

Sola bei Oswiecim	11. 7. 1903	1388	1750	1262	47
Raba bei Proszowsky	18. 7. 1934	1499	1670	1114	43,1
Skawa bei Zator	17. 7. 1934	1151	1580	1375	46,6
Dunajec bei Nowy-Sacz	17. 7. 1934	4345	3300	733	50
Dunajec bei Siedliszowice	17. 7. 1934	6318	4140*?	606*	50**
Wisloka bei Korzeniov	17. 7. 1934	3477	2330	670	39,5
San bei Radomysl	?	16750	4020	240	30,9

*Verheerende Hochwässer von kleinen Einzugsgebieten in Mitteleuropa ausgehend*

	Zeitpunkt	S	Q	q l/sec. km <sup>2</sup>	A
Wolf (Schwarzwald)	3.—4. 8. 1951	14	225	16800	60
Grünbach (Obere Tauber)	29. 5. 1951	56,5	650	11500	86,6
Müglitz (Sachsen, im Süden von Pirna)	8.—9. 7. 1927	27,3	500	18400	96
Gottleuba (ebenso)	8.—9. 7. 1927	26,3	500	19000	97,5

*Manuskript eingelangt im Dezember 1956*

\* Wenn die Dämme nicht gebrochen wären.  
\*\* Die wahrscheinlichsten Werte.