

Ecohydrological research on a small basin scale: scientific approach of the runoff formation key process

Andreas Herrmann

Abstract

By starting with several requirements for the study of small natural hydrological catchment systems in a changing world, and with compiling important international environmental research activities with main focus on Europe it is shown that runoff formation is an ecohydrological key process which is still not very well known. This fact is confirmed by demonstrating common traditional runoff formation concepts and selected results from modern analytical (environmental tracer) approaches of understanding and adequately modelling runoff formation on a physical basis. Selected results are taken from several study basins of 1–10 km² in Germany, thus representing different orography (hilly lowland, mountainous highland), hydrogeology (porous and fractured rock aquifers) and land use (forestry, agriculture) conditions. Runoff formation which can be divided into the sub-processes of (i) infiltration with initial saturation, (ii) areal rise of groundwater table and pressure transmission, and (iii) groundwater exfiltration into river reaches is found to constitute a hydraulically similar physical process at least for this small basin scale regardless of mentioned environmental conditions, and groundwater recharge as the compensating process to be permanent. Finally, some major demands for future research activities are developed considering also practical water quality and management aspects.

Keywords: aquifers, porous, fractured rock, catchment hydrology, ecohydrology, groundwater recharge, pressure transmission, runoff component, runoff formation, storativity, hysteretic.

1 Introduction

A recent article about the importance of small hydrological research basins by LIEBSCHER *et al.* (1993) points out the following major tasks of such open area laboratories as most relevant in our context: (1) to improve basic knowledge of catchment processes and, therefore, hydrological prediction; (2) to provide deciding factors for the preservation and regeneration of natural ecosystems on the one hand, and for planning, design and operation of water resource systems on the other hand; (3) to support environmental and resource system monitoring for the characterisation of long-term and large-scale (anthropogenic) changes in environment behaviour considering consequences for nature and mankind. Accordingly, specific requirements concern standardised observation and data handling techniques and measuring equipment of hydrological research basins as described for for instance by TOEBES and OURVAEV (1970) for scientific purposes, and for operational in a comprehensive proposal by SPREAFICO (1990).

Worldwide research activities in the field of catchment hydrology were initiated through the International Hydrological Decade (IHD) of Unesco (1965–74) which was followed by several phases of the International Hydrological Programme (IHP) of Unesco. A very important contribution in this context is IHP IV Project H-5-5 FRIEND (Flow Regimes from International Experi-

mental and Network Data; GUSTARD *et al.* 1989, GUSTARD 1993) which will continue under IHP V (1996–2001). The study of hydrological phenomena and processes on a small basin scale is additionally acknowledged or even required by many other international programmes, i.e. WCP (World Climate Programme) and WCRP (WC Research Programme) including HAPEX (Hydrologic Atmospheric Experiments), GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiments) and GCOS (Global Climate Observation System) of WMO, and IGBP (International Geosphere and Biosphere Programme) with GCTE (Global Change and Terrestrial Ecosystems) and BAHC (Biological Aspects of the Hydrological Cycle) of ICSU. Unfortunately, hydrology is not explicitly represented in MAB (Man and Biosphere Programme) of Unesco.

Several regional and national scientific programmes meanwhile consider hydrology in small catchments as a focal area of their (operational, scientific, monitoring or purely informal) multitask activities, for instance in Europe ERB (Euromediterranean Network of Experimental and Representative Basins; ERB 1988), ENCORE (European Network of Catchments Organized for Research on Ecosystems; HORNUNG *et al.* 1990) of the CEC, or the multi-agency ECN (Environmental Change Network) research programme of the United Kingdom (ECN 1992) on a national basis which has a strong hydrological component, too.

For all international to national and regional working and discussion panels distinct development towards multitask purposes of small hydrological research basins representing at least quasi-natural environmental systems can be observed. This is a main consequence from the increasing environmental problems which have affected the industrialised countries, thus also initiating the more complex approaches of the scientific problems connected with. Hydrology was in this also affected which can be clearly demonstrated with the introduction of the term ecohydrology to emphasise the biological component in complex multi (bio-hydro-geo)-component system of natural environments. Good examples are a recent literature review by DVWK (1990) considering several famous research basins of this multi-component and purpose kind, and an actual compilation of specific disciplinary tools for environmental research by MOLDAN and CERNY (1994).

Eco-hydrology has meanwhile become a synonym for dealing with water not only as (a most important) natural resource, but above all as a major partial complex of environmental systems. On an international non-governmental level, this fact has been confirmed and approved by an ecologically sound research agenda for sustainable development of water resources (JORDAAN *et al.* 1993) which was elaborated under COWAR (Committee of Water Research) of ICSU in which water-related associations were represented. On an international governmental level, this new quality of (scientific and applied) hydrology is for example highly acknowledged by Unesco for IHP V 1996–2001 where ecohydrology will play an important role. But a tremendous new global quality of the problem is developing with the predicted climate change scenarios which will affect hydrological systems on all scales, i.e., global to local.

As to the hydrological sciences, they sometimes quickly respond to urgent requests in a changing world. This fact is for instance confirmed by the IAHS Hydrology 2000 Report (KUNDZEWICZ *et al.* 1987) or by the US National Research Council Report on opportunities in the hydrologic sciences (USNRC 1991). On the other hand, hydrology seems to be a rather conservative science. This is mainly true for the applied engineering branch which is sometimes retarding or even ignoring methodical innovations with respective scientific consequences.

This is particularly true for the runoff formation process which is in fact one of the most complicated and least known processes in the hydrological cycle as demonstrated below. The aim of the present study is to make runoff formation and interrelated ecohydrological problems transparent. On the basis of recent scientific approaches of the runoff formation process, perspectives are developed for these fields of interest with respect to small eco-hydrological basin systems: hydrodynamic (numerical) modelling, geochemical budgeting, and hydrological regionalisation.

2 Concepts of runoff formation

Runoff formation is a key process in catchment hydrology. The changing ideas regarding storm-flow generation concepts for small basins have recently been discussed by ROBINSON (1993) with special attention to the interpretation of the impacts of land use changes on stream flow rates and transport of solutes and sediments. HERRMANN (1994) attempts similar ecohydrological application of his discussion by emphasizing the physical component of the problem, whereas for instance KÖLLA (1986) and NAEF *et al.* (1986) are only interested in its purely quantitative aspect in estimating flood hydrographs for catchments without any direct measurement. The intermediate role of ZUIDEMA (1985) between formalised traditional and modern hydraulically based approaches of runoff formation is acknowledged because it prepares the ground for process-near distributed modelling in catchment hydrology as for example shown by BEVEN (1985). In this context, the aspects of changing modelling techniques initiated by new scientific findings and improving computer facilities as presented by BEVEN (1989), and of data availability as well for changing ideas in hydrology and especially for distributed modelling as discussed by BEVEN (1993) should be also considered.

As a matter of fact, runoff formation can be classified in various ways, but should at least consider specific items such as source area, pathway and age of runoff waters. But individual preference for distinct origin of waters and, therefore, conceptual reasons still seem to determine this controversial field in spite of many new hydraulically-based hydrological findings. This impression is supported by the article of ROBINSON (1993) already mentioned. Accordingly,

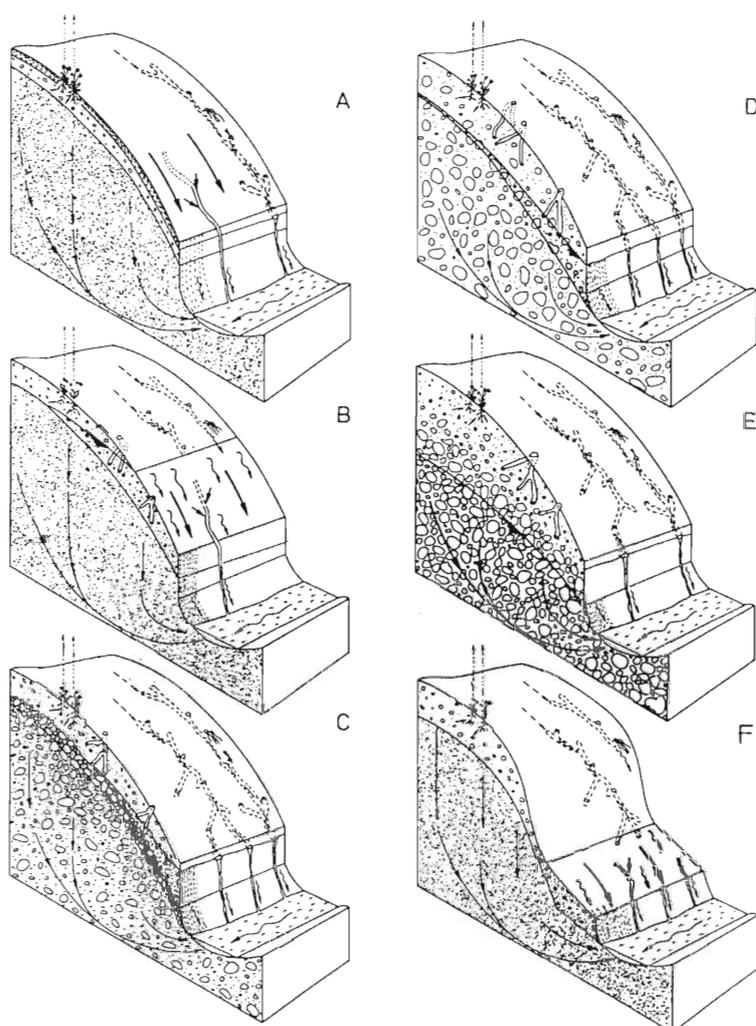


Fig. 1. Slope segments with water fluxes relevant for different type of runoff formation process (A-E after ATKINSON 1982, F after ENGMAN and ROGOWSKI 1974; from KÖLLA 1986).

- A Hortonian overland flow
- B Saturated surface flow
- C Subsurface stormflow
- D Matrix throughflow
- E Groundwater flow
- F Variable contributing area

most popular runoff (formation) concepts for small basins refer to model ideas compiled in Figure 1 about main water fluxes that are assumed to generate runoff. They also form the basis for combined approaches of flood hydrographs in humid regions the origin of which is broadly recognised. But since runoff formation and concentration in the system hydrological sense are defined as the formation of effective precipitation and its transformation into direct flow graph for a catchment basin area, thus ignoring water flux concepts as demonstrated in Fig. 1 for use in simple precipitation-runoff models, some of them are found at least realised in detailed conceptual models, e.g. SHE (e.g. BEVEN 1985).

For practical reasons, processes as they could occur in reality have to be simplified in any case in order to allow mathematical treatment with respect to quantitative assessment, simulation and prognoses of turnover mechanisms and rates within natural environments. This is, of course, also true for runoff formation and connected conditions and processes. But one should consider that preference for surface-near lateral water fluxes as shown in Figure 1 and Figure 2 is a very historical fact only; for soilwater pathways as described in Figure 2 which are most frequently assumed even for non-layered case of structured, inhomogeneous and anisotropic substrates are obviously over-represented in literature because of the more or less local relevance of distinct areal separation planes within soil profiles which could stop vertical seepage.

For practical reasons it is again a convention considering repetitive passage or transit spaces in natural systems as hydrological storages which have at least partly to be filled with water so that saturated areas and discharge, respectively, can grow. As a consequence of such considerations, runoff model concepts which restrict to soil surface and top soils as main source areas with dominant lateral water fluxes do at best fit very applied quantitative demands, but not scientific requirements. The latter mainly concern combined physically based and system-oriented information about basic structures and processes of the hydrological basin system which allows identification and simulation of variable water and matter fluxes on a possible time basis.

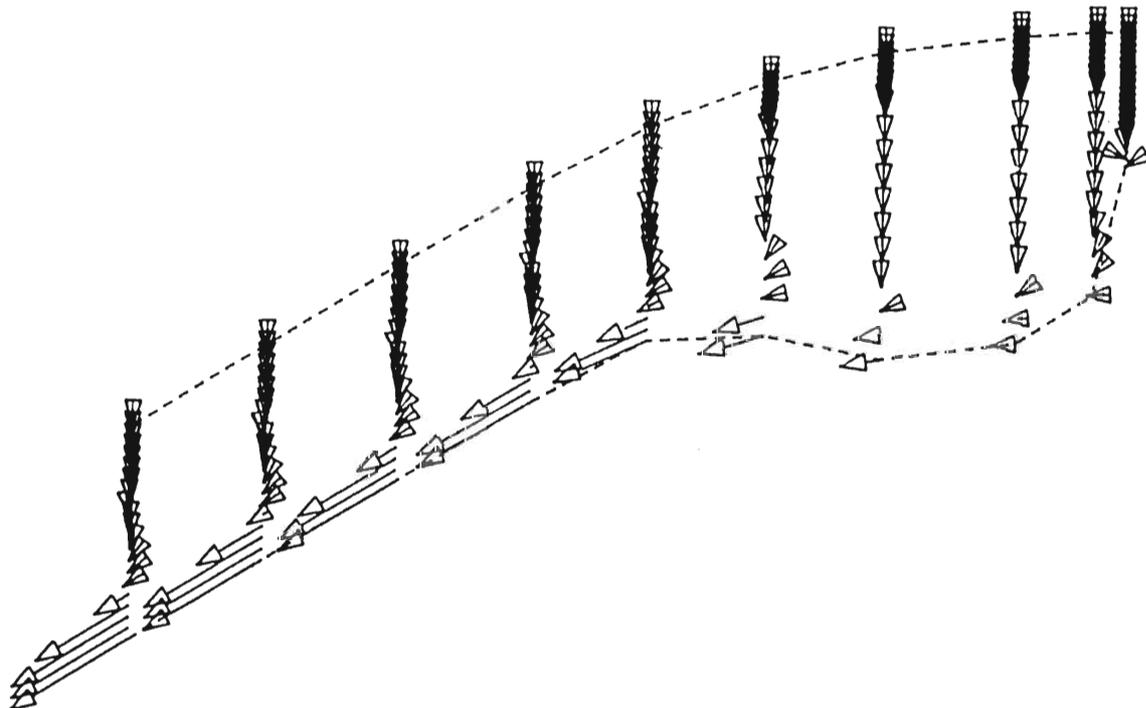


Fig. 2. Typical soilwater vector field of about 80 cm thickness as assumed for an experimental slope in Lange Bramke basin, Harz Mountains during a spring flood event for 10 March 1981 (from HAUHS 1985).

Therefore, as supplied with even more detailed reasons by HERRMANN (1994) innovation is required with regard to adequate treatment of the unsaturated and saturated soil zones in a basinwide systematic context, and incorporating the main channel. Following additional aspects of the problem mainly concern runoff behaviour instead of the combined terms of runoff formation and concentration, which according to DIN (1992) means the reaction of a catchment basin upon precipitation input with regard to the resulting runoff and its components, thus considering specific ecohydrological conditions. Special attention will be drawn to flood hydrograph generation and compensating groundwater recharge mechanism.

3 Modern approaches

Need for action and innovation in the field of holistic experimental and mathematical treatment of turnover of water in small natural hydrological systems dates back from the application of the environmental isotope tracer technique (MOSER and RAUERT 1986) in the mid-sixties by using tritium (^3H), and mid-seventies with stable isotope (deuterium [^2H] and O^{18}) applications, respectively. According to recent compilations of several tenths of direct runoff separation studies using these isotopes by HERRMANN (1993, 1994) for distinction between event and pre-event waters which might be associated with direct (or surface water) and indirect (or groundwater) runoff components, the greater number of cases leads to the conclusion that actual precipitation only initiates runoff formation whereas exfiltrating groundwater generates flood waves. Respective results in Figure 3 are taken from basins 3 and 4 in Table 1, with Kleines Mollental being a sub-basin of Grosse Schacht. Accordingly, average direct runoff proportions of 15% fit former findings mentioned above. Furthermore, the curves in Figure 3 confirm that both basins react quite similarly upon areal input, which is an important condition for regionalising runoff formation at least on the 1–10 km² scale.

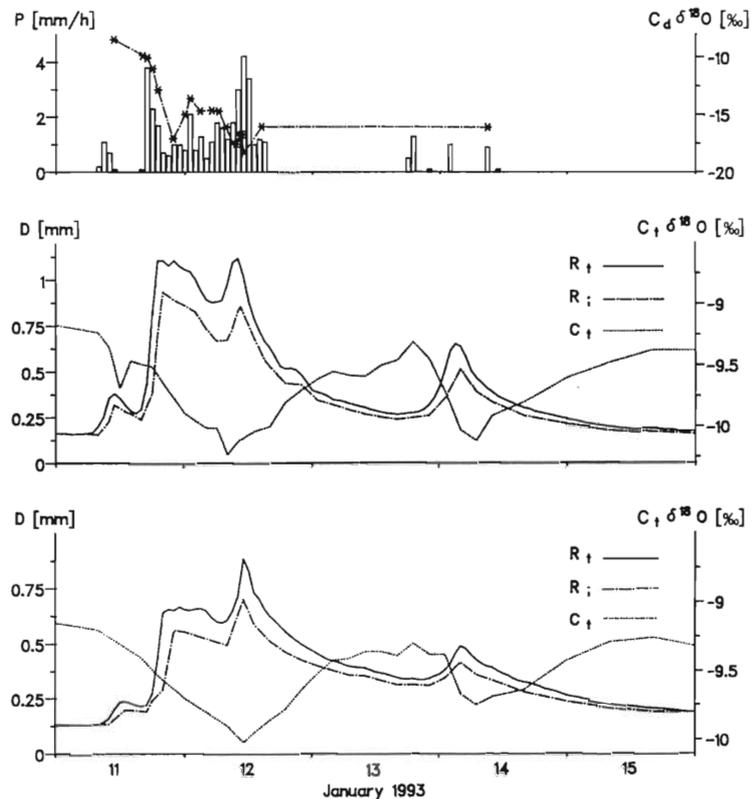


Fig. 3. Direct (R_d - R_i) and indirect (R_i ; groundwater) runoff components during a rain-on-melting-snow event in Kleines Mollental (centre) and Große Schacht basins (bottom; cf. Table 1) from 11–15 January 1993 with precipitation (P) and discharge (D) in mm water column, ^{18}O contents ($\delta\text{‰}$) of precipitation (equal to that of direct flow; C_d) and total runoff (R_t) (after SOMMERHÄUSER 1994).

Table 1. Experimental basins for hydrological process studies as proposed to IHP IV/V FRIEND Project 5 (Physical processes of runoff formation on a small catchment scale) by the Institute of Geography and Geocology, Technical University of Braunschweig, Germany.

No.	Name	Geographical region	Geology	Surface area (km ²)	Elevation (m a.m.s.l.)	Tracer experim. since	Reference
1	Lange Bramke	Harz Mts.	fractured paleozoic rock	0.76	543–700	1980	HERRMANN and SCHÖNIGER 1992
2	Grosses Mollental	Harz Mts.	fractured paleozoic rock	1.49	435–822	1991	BENSTEM 1994 TITZE 1994
3	Kleines Mollental	Harz Mts.	fractured paleozoic rock	2.02	430–861	1991	SOMMERHÄUSER 1994 TITZE 1994
4	Grosse Schacht	Harz Mts.	fractured paleozoic rock	9.55	341–861	1991	SOMMERHÄUSER 1994 TITZE 1994
5	Eisenbach	S. Lüneburg Heather	quaternary sediments	8.8	62–119	1993	HERRMANN and UEBERSCHÄR 1993

Although SKLASH and FARVOLDEN (1979) gave an early, although rough, hydrodynamic explanation for such exciting results, which according to HERRMANN (1993) are rather independent from basin parameters such as size, aspect and elevation range, from vegetation cover or hydrogeological condition, most hydrologists seemed to ignore these findings until the late eighties, thus exactly following the traditional concept of dominant surface-near components generating flood hydrographs which was prominently re-propagated during the same progress phase by FREEZE (1974). It should be mentioned that isotope hydrological results have frequently been supported by geochemical findings (e.g. FRITZ *et al.* 1976) using major ions or electrical conductivity as indicators for different water

Solutions of complex environmental, i.e., also ecohydrological problems require more comprehensive and reliable physical process knowledge for relevant compartments of environmental systems. By considering this focal objective of a position paper prepared by the German IHP/OHP Committee (IHP/OHP 1993), runoff formation is a good example in this context where scientific progress was decisively delayed by traditionalists thus making early and adequate solutions of hydrodynamic problems in small basins difficult, and sometimes impossible. Meanwhile more hydrologists know about the fact that for instance the synthetical hydrograph separation approach is far from representing reality as is also shown by HERRMANN (1994). But unfortunately many users of such hydrological model concepts do not.

In this context, lack of information may cause trouble in cases where such irrelevant runoff model concepts are frequently used as a basis for element budgets and interpreting hydrochemical output concentrations from small basin systems as demonstrated by HORNING *et al.* (1990) or MOLDAN and CERNY (1994). Misinterpretation is obvious when quick discharge rise is observed as a spontaneous reaction upon an actual input which predominantly originates from increased groundwater exfiltration through hydraulic short-circuit between ground surface and aquifer, but not through mass transfer from the surface as discussed below. The latter is known as a main condition for functioning of common linear and non-linear storage models. The still rather poor knowledge about such hydraulic system reactions has apparently favoured this extension of applications of traditional runoff formation concepts which should now be handled much more restrictively after the new findings from tracer hydrology.

In connection with a revision of the synthetical separation methods which still seem adequate at least for purely quantitative evaluations of water resources without considering origin and age, following short outlines about analytical solutions of the problem lead to some important hydraulic and hydrological consequences for small basin systems. From these several major requirements can be derived for hydrological research which will finally be discussed.

4 Analytical solutions of the problem

Today, catchment hydrological research has at least in Europe several tenths of well-equipped small study basins representing different research concepts and geographical regions as demonstrated by the inventory for northern and western Europe (ROBINSON 1993b) at its disposal. Following examples of selected German research basins allow to pursue the analytical approach because of the reliable hydrological and hydrogeological basin knowledge and data as a main condition. According to Table 1 the basins comprise a most interesting range of surface area between 1–10 km², different mountainous to hilly morphology, predominant fractured rock or porous aquifers, and forestry in the Harz basins in contrast to agricultural land use in the quaternary lowlands.

4.1 Paleozoic solid rock mountain basins

Relationships between precipitation, groundwater table and discharge as shown in Figure 4 have been repeatedly reported for basin (1) Lange Bramke (cf. Table 1; HERRMANN and SCHÖNIGER 1992) which is one of the most intensively studied in the world. Considerable research effort in Lange Bramke concerns hydraulic reactions of the groundwater system, which consists of heavily fractured lower Devonian sandstones, quartzites and slates. Similar quick reactions of groundwater tables upon actual basin input have meanwhile been observed in other Harz study basins (2, 3, 4) with additional fractured diabase layers, and situated at about 20 km south from Lange Bramke with (2, 3) being sub-basins of (4). Accordingly, respective hydraulic behaviour is not only relevant for local, but at least on a regional scale. And there are also some indications in other parts of the world that the hydraulic mechanisms which can be derived from such experiments seem to constitute general facts.

The main mechanism consists of spontaneous areal, i.e., not only local groundwater table rises within sometimes less of one hour after a precipitation of snowmelt event has started. The table rises correspond to growing groundwater potentials with the pressure head at first increasing on toeslope sites thus allowing groundwater to exfiltrate in a very early stage of the event, and subsequently discharge to rise too. As a consequence, typical flood hydrographs are apparently not predominantly generated by lateral water fluxes from ground surface or unsaturated zone under such condition where interflow is negligible. These findings for complex natural basin systems confirm the laboratory experiments of STAUFFER *et al.* (1981) in which pulse pressure transmission has been isolated as the main process for flood generation which starts with the infiltration process. Unfortunately, quick air compression in the overlying un-

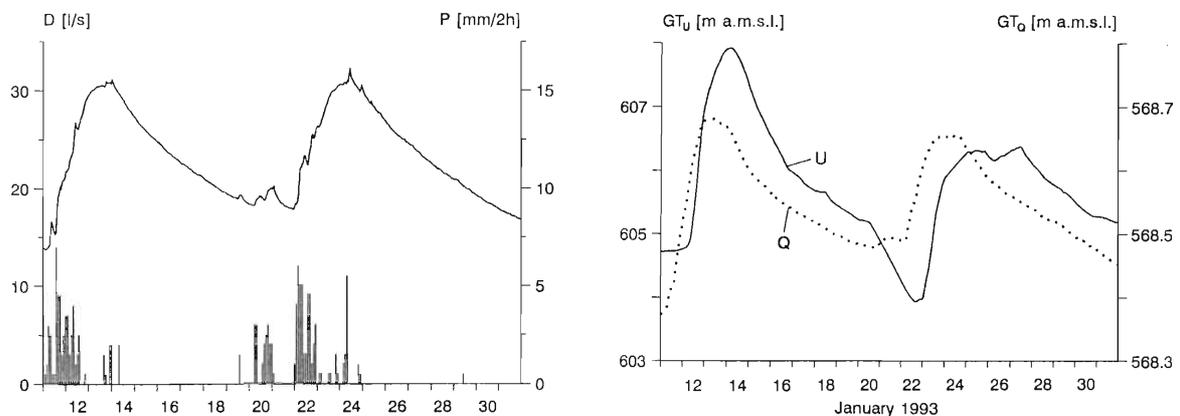


Fig. 4. Development of relationships between precipitation (P), discharge (D) and groundwater table (GT) for a storm event in Lange Bramke basin (cf. Table 1) with predominant fractured rock aquifer.

saturated soil column of up to several tenths of meters of length which exceed the capillary fringe by far, was not verified until now in nature. Nevertheless, it seems possible in spite of low rock permeability on the average but in view of continuous fissure and fracture systems.

Groundwater exfiltration losses during single events have to be subsequently compensated by seepage water supply through macropores of soils and fissures and fractures of the bedrock in order to maintain the quantitative balance between input and output thus allowing the groundwater table to regain an equilibrium position. As a main consequence from these findings groundwater recharge can be considered as a permanent process in humid regions.

4.2 Quaternary loose rock lowland basin

The storm event in Figure 5 confirms similar typical hydraulic mechanisms as concluded for the mountainous basins with dominant fractured rock aquifers in the agricultural catchment area of basin 5 (cf. Table 1) of later saalian glaciofluvial, glaciolacustrine and minor morainic deposits. The regular subsurface drain systems guarantee together with macropores in the unsaturated soil zone preferential flow conditions. Nevertheless, against common expectation flood generation is again mainly due to exfiltrating groundwater which in some cases even flows through drain pipes (HERRMANN and UEBERSCHÄR 1992). In the course of single flood events, infiltration water replaces groundwater thus maintaining the quantitative balance of the groundwater system. As a conclusion, top soils and groundwater surface of such agro-ecosystems are short-circuited, too, for water and solutes by preferential flow through macropores and artificial drain pipes, thus also allowing fertilizers or pesticides to be directly transferred to the aquifer, as for instance shown by AHUJA *et al.* (1981).

4.3 Groundwater table-discharge relationships and runoff formation process

Groundwater table-discharge relationships have repeatedly been discussed for both solid and loose rock basins no. 1 and 4 in Table 1. Normally close non-linear relationships between e.g. daily discharge measured at a gauging station and groundwater tables of river-near observation wells can be considered as empirical transfer functions. Furthermore, they provide information about continuity in space of respective groundwater systems. But to solve the scientific hydrodynamic problem, much more research effort is necessary which can be demonstrated with Figure 6. Accordingly, groundwater table-discharge relationships are hysteretic independently from areal size, orography, hydrogeology and land use.

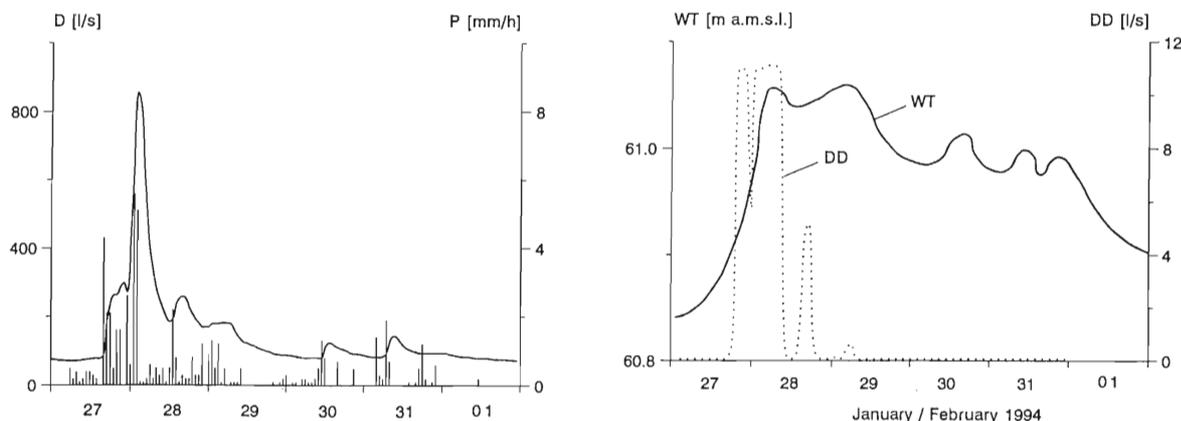


Fig. 5. Development of relationships between precipitation (P), discharge (D), drain discharge (DD) and groundwater table (WT) for a storm event in Eisenbach basin (cf. Table 1) with predominant porous aquifer.

For the case of relevant fractured rock aquifers (basins 1–4 in Table 1) hysteretic behaviour of type Figure 6 can be interpreted as follows:

For the initial phase of flood formation, which is identical with the rising limbs of hydrograph and hysteresis loops, and probably also for short-term quasi-stationary state during peak discharge, preferably the macropore system of the bedrock consisting of fractures and fissures drains, whereas for recession flow, i.e. falling limb microfissures and the porous matrix increasingly contribute to discharge, thus causing the typical exponential decline of the hydrograph. Further explanation concerns distance of main supply area to river reaches which may superimpose the mentioned porosity effects, i.e., river-near aquifer sections which are responsible for rising limbs are becoming less important with extension of the flood wave supply system towards more distant contributing areas. Further theoretical consideration for drainage from double-porous media of fractured rock aquifers can be found in Schöniger and HERRMANN (1990). The example for basin 2 in Figure 6 stands for frequent case of superposition of two or even more distinct hysteresis loops as a result of subsequent input events.

In the mono-porous case of quaternary loose rock aquifer of basin 5 in Figure 6 the rising limb of the hysteresis loop should be ascribed to groundwater exfiltrating from river-near areas, and through partially flooded drain pipes in this special case, whereas more distant and perhaps less porous silty instead of sandy aquifer portions should be responsible for the falling limb. Similar hysteretic reactions which have been reported by WARMERDAM (1982) from Hupsele Beek catchment area of 6.6 km² in the Netherlands confirm the universal character of these findings. For mono-porous conditions STAUFFER *et al.* (1992) have presented a rather promising hysteretic storativity concept which can easily be included in a vertically integrated uni-directional groundwater flow model. As compared to mountainous hard rock basins superposition of subsequent loops seems less distinct, i.e., more smudgy for quaternary low-land loose rock conditions.

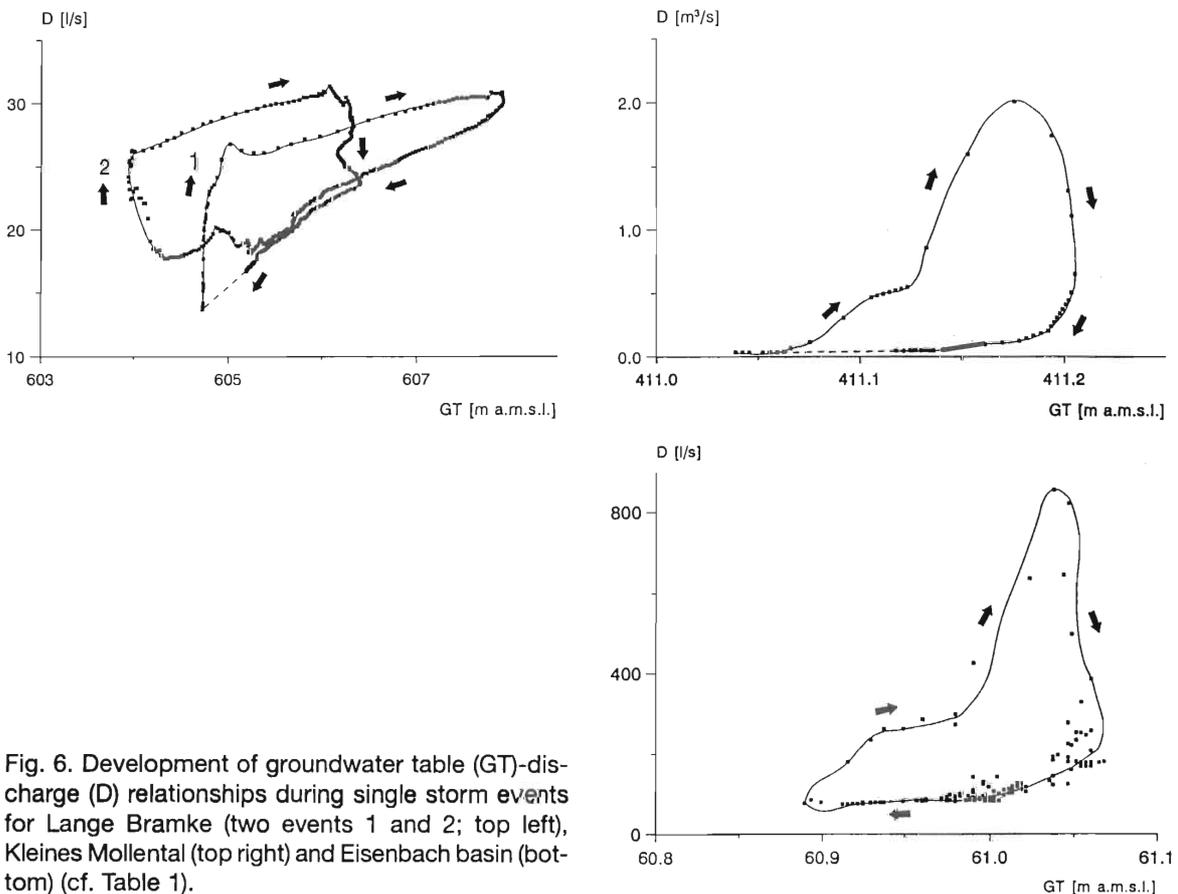


Fig. 6. Development of groundwater table (GT)-discharge (D) relationships during single storm events for Lange Bramke (two events 1 and 2; top left), Kleines Mollental (top right) and Eisenbach basin (bottom) (cf. Table 1).

According to these and similar findings, runoff formation can be divided into the following partial processes:

- (i) **Infiltration** with saturation of top soils (initial saturation)
After achievement of the infiltration capacity of the soil matrix, infiltration water quickly and vertically drains through macropore systems towards greater depths.
- (ii) **Rise of groundwater table** corresponding to increasing groundwater potential
Fluid mechanical effects from mass transport through pulse pressure transmission and pure flow processes through fractures, fissures and macropores of the unsaturated zone cause spontaneous areal increase of pressure heads. Mass displacement can, therefore, be split up into vertically downwards leading seepage and lateral component of saturated groundwater flow.
- (iii) **Groundwater exfiltration** into river reaches

The mentioned process patterns also mean that very often only less than 5% of actual input volume instantaneously leave a basin as direct runoff (HERRMANN and SCHÖNIGER 1992). The remaining volumes are temporarily stored in the subsurface system, i.e., in the soil matrix and, of course, for reasons of mass conservation preferably in aquifers. Therefore, groundwater recharge is like runoff formation process a highly variable process in space and time, but also permanent by utilizing efficiently draining macropore and fissure systems. Transition zones between loose weathering materials on top and unweathered but fractured bedrock at bottom of subsurface flow systems do obviously not constitute any serious hydrogeological barrier.

As to the mentioned compression effect of the capillary fringe and following rapid seepage of infiltration water through the unsaturated soil zone, this mechanism is plausible in case of shallow porous lowland aquifers with continuous macropore systems, but much less for mountainous fractured rock systems with weathered and fissured unsaturated bedrock over tenths of meters on top. In such case, additional explanation demand is required for respective pressure transmission through the unsaturated zone, but probably on the basis of STAUFFER *et al.* (1981, 1992). Furthermore, an alternative explanation for rapid velocity of subsurface flow in high relief areas and layered (or stratified) case as suggested by BEVEN (1989b) could be valid where aquifer input moves downslope at kinematic wave velocity which can be several times higher than Darcy-flow speed.

5 Discussion and conclusion

The findings from selected small study basins confirm that traditional runoff formation concepts mainly referring to predominant surface water fluxes as represented by cases A-D in Figure 1 are obviously to be revised at least where they are found to contribute to qualitative interpretation of water and water-bound matter fluxes within and from small catchment basin systems. In this context, the hydrotope (unit area) and interconnected variable contributing area concepts are not very helpful either. Frequent indication of hydraulic short-circuit between ground and groundwater surfaces even in case the latter are situated beyond capillary fringes, but not in the sense of traditional preferential flow, makes the development of hydraulically founded hydrodynamic model concepts necessary. They should also allow adequate model of turnover and export mechanisms for any element and other matter from such systems.

As a first step in this direction, respective hydraulic and hydrological results have to be put on a safer and wider basis by considering the following focal activities:

- to consolidate process knowledge;
- to extend the information basis considering regional varieties;
- to examine how far the mentioned model ideas can be adapted to different conditions, or whether even quite different concepts have to be developed;
- to develop adequate hydraulically founded algorithms for groundwater dynamics which do not only satisfy detailed scientific concept models, but probably simple practical precipitation-runoff transfer models too;
- to examine the consequences from new hydraulic findings as compared to common practice for the evaluation of turnover and fluxes of water and matter within and export from small catchment basins as well as interpretation by means of numerical models.

Finally, information transfer between hydrological science on the one side, and water management and environmental assessment and protection institutions should be strengthened. By this, the high priority for study of one main and not sufficiently solved hydrological problem could be made more evident; for with the runoff formation process are very closely connected groundwater recharge and subsurface transit (times) of water. In this context, actual experiments with realistic flow time determination using artificial tracers in the Harz basins should be mentioned which are just being performed to satisfy the demand for a better understanding of the storm runoff process thus picking up an early proposal made by STORCHENEGGER (1984). These activities, too, meet the fact that with runoff formation and runoff processes physically correctly determined, a hydrodynamic basin model can remain a simple one. If a model would ignore this concept, it would have to deal with overland flow, and could become very complex without fitting storage and runoff reality.

6 References

- AHUJA, L.R.; TIMLIN, D.J.; HEATHMAN, G.C., 1991: Modelling soluble chemical transfer from soil to overland flow and its transport through macropores to groundwater. IAHS Publ. 202: 3–11.
- ATKINSON, T.C., 1982: Techniques for measuring surface flow on hillslopes. In: KIRKBY, M.J. (ed) Hillslope Hydrology. New York, Wiley. 73–117
- BENSTEM, A., 1994: Tracerhydrologische Feldexperimente im Rahmen einer regionalhydrologischen Ersterkundung im paläozoischen Festgestein (Grosse Schacht, Harz). Diploma thesis, Inst. Geogr. Geoecol. Tech. Univ. Braunschweig. 93 pp.+3 pp. Appendix.
- BEVEN, K.J., 1985: Distributed models. In: ANDERSON, M.G.; BURT, T.P. (eds) Hydrological forecasting. New York, Wiley. 405–435.
- BEVEN, K.J., 1989: Changing ideas in hydrology – the case of physically-based models. J. hydrol. 105: 157–172.
- BEVEN, K.J., 1993: On the value of data in the application of distributed hydrological models. In: GUSTARD, A. (ed) Flow Regimes from International Experimental and Network Data (FRIEND). Vol. III. Inventory of streamflow generation studies. Wallingford, Institute of Hydrology. 53–57.
- DIN (Deutsches Institut für Normung) 1992: DIN 4049, Teil 103-Hydrologie, Quantitative Begriffe, Oberirdische Gewässer (ohne Küstengebiet) (Entwurf). Berlin, 58 pp.
- DVWK (German Association for Water Resources and Land Improvement) 1990: Stoffeintrag und Stoffaustrag in bewaldeten Einzugsgebieten. DVWK Schriften 91: 151 pp.
- ECN (1992 onwards) ECN News – The newsletter of the Environmental Change Network. Institute of Terrestrial Ecology, Merlewood Research Station, Grange-over Sands, UK.
- ENGMAN, E.T., ROGOWSKI, A.S., 1974: A partial area model for storm flow synthesis. Water resour. res. 10: 464–472.
- ERB (1988 onwards) ERB Newsletter. CEMAGREF, Lyon (Nos. 1–5, 1988–90) and Institute of Hydrology, Wallingford (from no. 6, 1991 onwards).
- FREEZE, R.A., 1974: Streamflow generation. Rev. Geophys. Space Phys. 12: 627–647.
- FRITZ, P.; CHERRY, J.A.; WEYER, K.U.; SKLASH, M., 1976: Storm Runoff Analyses Using Environmental Isotopes and Major Ions. In: Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology. Proc. Advis. Group Meet. IAEA Jan. 1975, IAEA, Vienna. 111–130.

- GUSTARD, A. (ed) 1993: Flow Regimes from International Experimental and Network Data (FRIEND). Vol. I. Hydrological studies. 210 pp.; Vol. II. Hydrological data. 152 pp.; Inventory of streamflow generation studies. 217 pp.; Wallingford, Institute of Hydrology.
- GUSTARD, A.; ROALD, L.A.; DEMUTH, S.; LUMADJENG, H.S.; GROSS, R. (eds) 1989: Flow Regimes from Experimental and Network Data (FRIEND). Vol. I. Hydrological studies. 344 pp.; Vol. II. Hydrological data. 226 pp. Wallingford, Institute of Hydrology.
- HAUHS, M., 1985: Wasser- und Stoffhaushalt im Einzugsgebiet der Langen Bramke. Berichte d. Forschungszentrums Waldökosysteme/Waldsterben, Göttingen 17: 206 pp.
- HERRMANN, A.; SCHÖNIGER, M., 1992: Anwendung von Tracertechniken zur Erfassung des Wasserumsatzes in kleinen Einzugsgebieten. Dtsch. Gewässerkd. Mitt. 36: 94–107, 155–161.
- HERRMANN, A., 1993: The application of isotopic tracer techniques for hydrological process studies. In: GUSTARD, A. (ed) Flow Regimes from International Experimental and Network Data (FRIEND). Vol. III. Inventory of streamflow generation studies. Wallingford, Institute of Hydrology. 17–34.
- HERRMANN, A., 1994: Abflussbildung und Abflusskonzentration. Defizite im Prozessverständnis. In: Deutsches IHP-OHP-Nationalkomitee (ed) Hydrologische Prozessuntersuchungen in kleinen Einzugsgebieten. IHP/OHP-Berichte, Koblenz (in print).
- HERRMANN, A.; UEBERSCHÄR, R., 1993: Quick Exfiltration Response of Porous Aquifers to Actual Basin Input and Consequences for Transport Modelling: the Case of Eisenbach Study Catchment Area. Modeling Geobiosphere Processes 2: 1–19.
- HORNUNG, M.; RODA, F.; LANGAN, S.J. (eds) 1990: A review of small catchment studies in Western Europe producing hydrochemical budgets. Air Pollution Report Series of the Environmental Research Programme of the CEC, Report No. 28: 186 pp.
- IHP/OHP (National Committee of the Federal Republic of Germany for the International Hydrological Programme of Unesco and the Operational Programme of WMO) 1993: Die Bedeutung kleiner Gewässer-einzugsgebiete für hydrologische und ökologische Untersuchungen im Rahmen internationaler Programme. Bericht IHP/OHP-Arbeitsgruppe "Repräsentativ- und Versuchsgebiete", Koblenz, 26 pp.
- JORDAAN, J.; PLATE, E.J.; PRINS, E.; VELTROP, J., 1993: Water in our common future: a research agenda for sustainable development of water resources. Paris, UNESCO. 90 pp.
- KÖLLA, E., 1986: Zur Abschätzung von Hochwassern in Fließgewässern an Stellen ohne Direktmessungen. Eine Untersuchung über Zusammenhänge zwischen Gebietsparametern und Spitzenabflüssen kleiner Einzugsgebiete. Mitt. Vers.anst. Wasserbau Hydrol. Glaziol. Eidgenöss. Tech. Hochsch. Zür. 87: 163 pp.
- KUNDZEWICZ, Z.W.; GOTTSCHALK, L.; WEBB, B. (eds) 1987: Hydrology 2000. IAHS Publ. 171: 100 pp.
- LIEBSCHER, H.-J.; LAUTERBACH, A.; HERRMANN, A., 1993: International research programmes. In: GUSTARD, A. (ed) Flow Regimes from International Experimental and Network Data (FRIEND). Vol. I. Hydrological studies. Wallingford, Institute of Hydrology. 185–188.
- MOLDAN, B.; CERNY, J. (eds) 1994: Biogeochemistry of Small Catchments. A Tool for Environmental Research. SCOPE 51, Wiley, 448 pp.
- MOSER, H.; RAUERT, E. (eds) 1986: Isotopenmethoden in der Hydrologie. Gebr. Borntraeger, 400 pp.
- NAEF, F.; ZUIDEMA, P.; KÖLLA, E., 1986: Abschätzung von Hochwassern in kleinen Einzugsgebieten. – Beitr. Geol. Schweiz: Hydrol. 33: 195–233.
- ROBINSON, M., 1993a: Changing ideas regarding storm runoff processes in small basins. In: GUSTARD, A. (ed) Flow Regimes from International Experimental and Network Data (FRIEND). Vol. III. Inventory of streamflow generation studies. Wallingford, Institute of Hydrology. 3–16.
- ROBINSON, M., 1993b: Introduction to the research basin inventory of streamflow generation. In: GUSTARD, A. (ed) Flow Regimes from International Experimental and Network Data (FRIEND). Vol. III. Inventory of streamflow generation studies. Wallingford, Institute of Hydrology. 59–60.
- SCHÖNIGER, M.; HERRMANN, A., 1990: Exfiltration and recharge mechanism in a fissured paleozoic rock aquifer of a small catchment (Lange Bramke, Harz Mountains). Mém. 22nd Congr. IAH Lausanne Aug./Sept. 1990, Part 1. 582–591.
- SKLASH, M.G.; FARVOLDEN, R.N., 1979: The role of groundwater in storm runoff. – J. hydrol. 43: 45–65.
- SOMMERHÄUSER, M., 1994: Bestimmung der Grundwasserneubildung mit Umweltsotopen in Trinkwasser-einzugsgebieten im paläozoischen Mittelgebirge (Harz). Diploma thesis, Inst. Geogr. Geoecol. Tech. Univ. Braunschweig.
- SPREAFICO, M., 1990: Hydrological observation requirements in operational hydrological reference basins. Report to the WMO-RA VI Working Group on Hydrology, Swiss National Hydrological and Geological Survey, Berne.
- STAUFFER, F.; JOB, D.; DRACOS, T., 1981: Reaktion des Grundwasserspiegels auf lokale Hebung und ihre hydrologische Bedeutung, eine experimentelle Untersuchung. Wasser und Boden 1981, 12: 582–586.
- STAUFFER, F.; FRANKE, H.-J.; DRACOS, T., 1992: Hysteretic Storage Concept for Aquifer Simulation. Water resour. res. 28: 2307–2314.

- STORCHENEGGER, I.J., 1984: Orts- und ereignisbeschreibende Parameter für Niederschlag-Abfluss-Modelle. PhD thesis ETH Zürich no. 7479, 271 pp.
- TITZE, T., 1994: Tracerhydrologische Untersuchungen zur Abflussbildung und Abflusskonzentration in kleinen Quelleinzugsgebieten von Trinkwassertalsperren (Grosse Schacht, Oberharz). Diploma thesis, Inst. Geogr. Geocol. Tech. Univ. Braunschweig. 88 pp.
- TOEBES, C.; OURYVAEV, V., 1970: Representative and Experimental Basins. An International Guide for Research and Practice. UNESCO, Paris. 348 pp.
- USNRC (US National Research Council) 1991: Opportunities in the Hydrological Sciences. Washington D.C., National Academy Press. 348 pp.
- WARMERDAM, P.M.M., 1982: The effect of drainage improvement on the hydrological regime of a small representative catchment area in the Netherlands. In: Application of results from representative and experimental basins. Report of the Working Group on Representative and Experimental Basins-Project 4.1. Paris, Unesco.
- ZUIDEMA, P.K., 1985: Hydraulik der Abflussbildung während Starkniederschlägen. Eine Untersuchung mit Hilfe numerischer Modelle unter Verwendung plausibler Bodenkennwerte. Mitt. Vers.anst. Wasserbau Hydrol. Glaziol. Eidgenöss. Tech. Hochsch. Zür. 79: 150 pp.

Acknowledgement

The obliging help of Dipl.-Phys. Peter Trimborn, GSF-Institute for Hydrology in Neuherberg in putting the $\delta^{18}\text{O}$ data at our disposal is acknowledged with appreciation. The investigations in the Kleines and Grosses Mollental and Grosse Schacht research basins were financially supported by the Harz Waterworks of the Land Niedersachsen in Hildesheim.

Address of the author:
 Prof. Dr. Andreas Herrmann
 Institut für Geographie und Geoökologie
 Technische Universität
 Langer Kamp 19c
 D-38106 Braunschweig, Germany

Rebgelände im Einzugsgebiet Löchernbach weist einen deutlich höheren Direktabfluss und einen geringeren Basisabfluss als das kleinterrassierte Rippach-Einzugsgebiet auf (LUFT 1980; KELLER 1985; LEIBUNDGUT *et al.* 1992). Das unterschiedliche Abflussverhalten der beiden Einzugsgebiete bei Einzelereignissen zeigt Abbildung 1. Bei fast gleicher Niederschlagsbelastung reagiert das Löchernbachgebiet mit einem sprunghaften Ansteigen des Abflusses. Das Rippach-Einzugsgebiet reagiert demgegenüber träge und mit einem geringen Ansteigen des Abflusses. Die Scheitelabflusspende fiel bei diesem Ereignis im Löchernbach 24 mal höher aus als im Rippach.

Zur erweiterten Analyse des unterschiedlichen Speicherverhaltens der Einzugsgebiete wird in einer neuen Untersuchung das DIFGA-Modell eingesetzt. Es ist ein Verfahren zur kontinuierlichen und bilanzgestützten Durchflussganglinienanalyse (SCHWARZE *et al.* 1991). Der Abfluss beider Einzugsgebiete wird dabei in Direkt- und Basisabflusskomponenten aufgeteilt, bei denen nach zeitlichen Kriterien jeweils zwischen schnellen und langsamen Komponenten unterschieden wird. Der Einfluss der Grossterrassierung im Rebgelände des Kaiserstuhls auf hydrologische Prozesse wird durch den Vergleich des grossterrasierten Einzugsgebietes Löchernbach mit dem kleinterrasierten Einzugsgebiet Rippach nochmals auf der Basis von DIFGA untersucht.

2 Die Untersuchungsgebiete

Das hydrologische Versuchsgebiet Ostkaiserstuhl umfasst die beiden Löss-einzugsgebiete Rippach und Löchernbach (Abb. 2).

Das von altersher kleinterrassierte Rippachgebiet ($A_E=1,2 \text{ km}^2$) wird auf 48% der Fläche für Weinbau genutzt, 18% sind mit Wald bedeckt. Das Wegenetz mit zum Teil tiefeingeschnittenen Hohlwegen ist unvollkommen und teilweise unbefestigt. Das Löchernbach-Einzugsgebiet umfasst eine Fläche von $1,7 \text{ km}^2$. Es wurde 1969/1971 und 1975/1976 flurbereinigt. Der Einsatz von Grossbaumaschinen ermöglichte das Anlegen eines völlig neuen Reliefs mit ausgedehnten Terrassen und einem dichten, weitverzweigten asphaltierten Wegenetz. Weitere charakteristische Merkmale der Flurbereinigungsmassnahmen stellen eine veränderte Landnutzung, das Vorhandensein von Steilböschungen mit hoher Reliefenergie und einer dichten, netzartigen Dränung dar. Die Versuchsgebiete sind in Abbildung 3 dargestellt und die wichtigsten Merkmale in Tabelle 1 zusammengefasst. Detailliertere Beschreibungen der beiden Einzugsgebiete sind in der Arbeit von LUFT (1980) und LUFT und MORGENSCHWEIS (1981) zu finden.

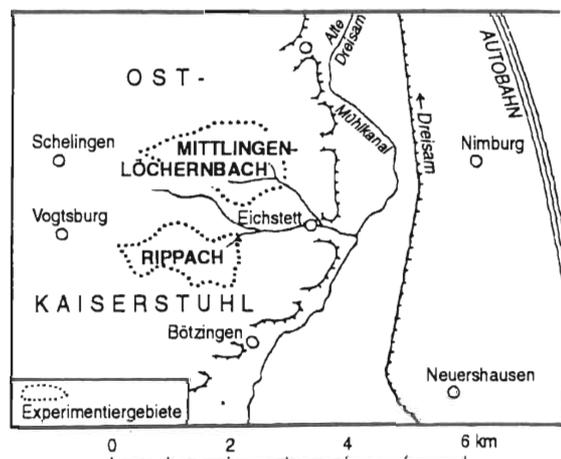


Abb. 2. Lage der Versuchsgebiete.

Für das Rippach-Einzugsgebiet liegen seit 1972 und für das Löchernbach-Gebiet seit 1977 ausgewertete Niederschlags-Abflussdaten vor. Für die Untersuchung wurde vorerst für den Rippach eine neunjährige Datenreihe (1972 bis 1980) und für den Löchernbach eine fünfjährige Datenreihe (1977 bis 1981) ausgewählt. Da im Zeitraum 1981 bis 1989 die Beobachtungen aufgrund häufig wechselnder Betreuung viele Datenlücken aufweisen, konnte dieser Zeitraum nicht in die detaillierteren Betrachtungen miteinbezogen werden.

Tab.1. Kenngrößen für Einzugsgebiete Rippach und Löchernbach, nach KELLER (1985)

Einzugsgebiete	Rippach kleinterrassiert (120 ha)	Löchernbach grossterrassiert (170 ha)
Oberirdisches Einzugsgebiet	118 ha	161 ha
Unterirdisches Einzugsgebiet	121 ha	179 ha
Einzugsgebiet A	120 ha	170 ha
Asphaltierte Wege		
a) Gesamtlänge	1,4 km	23,2 km
b) Fläche	0,6 ha	10,4 ha
c) Proz. Anteil von A	0,5 %	6,1 %
Gesamtlänge der offenen Gerinne	1,3 km	2,1 km
Dränmassnahmen		
Gesamtlänge der Dränleitungen	1 km	12,9 km
Maulwurfdränung		
a) Fläche	-	33,6 ha
b) Proz. Anteil von A	-	19,8 %
Bodennutzung		
a) Wald	21,4 ha	9,6 ha
Proz. Anteil von A	17,9 %	5 %
b) Ackerbau, Obst- u. Gemüse	40 ha	20 ha
Proz. Anteil von A	33,3 %	12 %
c) Weinbau	58 ha	110 ha
Proz. Anteil von A	48,3 %	65 %
d) asphaltiertes Wegenetz	0,6 ha	10,4 ha
Proz. Anteil von A	0,5 %	6 %
e) Böschungen 1:2	-	20 ha
Proz. Anteil von A	-	12 %

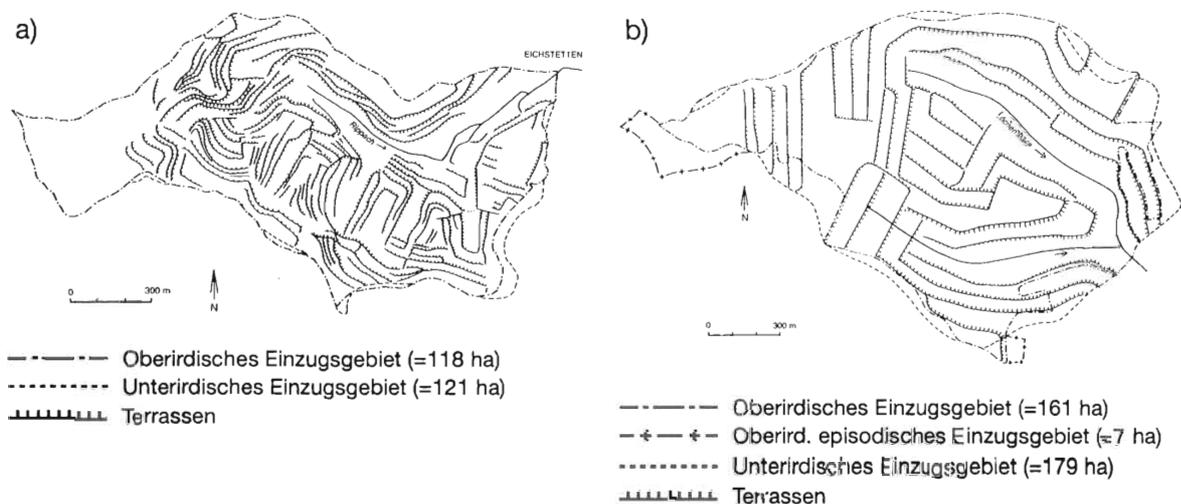


Abb. 3. Übersichtskarte Versuchsgebiete: a) Rippach, b) Löchernbach.

3 Untersuchungsmethode und Ganglinienanalyse

Das DIFGA-Modell basiert auf den bekannten Methoden der Regressionsanalyse. Zur Analyse der Ganglinien wurde das Modell des Einzellinearspeichers (ELS) verwendet:

$$S = c * Q,$$
$$Q(t) = Q(t_0) * \exp(-(t-t_0)/c)$$
$$\ln Q(t) = \ln Q(t_0) - (t-t_0)/c,$$

mit S: Speicherraum; Q: Abfluss; C: Speicherkonstante.

Der Abfluss lässt sich durch Parallelschaltung von n-Speichern beschreiben. Die Abflusskomponenten wurden wie folgt definiert: als schnelle Abflusskomponenten gelten der *schnelle Direktabfluss* (Oberflächenabfluss) und der *langsame Direktabfluss* (Zwischenabfluss), als langsame Abflusskomponenten werden *schneller Basisabfluss* und *langsamer Basisabfluss* unterschieden. Die Regressionslinien der zwei langsamen Komponenten lassen sich eindeutig durch zwei parallele ELS beschreiben. Ausserdem lassen sich Abflussreduktionen in der Vegetationsperiode als Verdunstungsverluste erklären.

Die Separation im DIFGA-Modell beginnt mit der stark verzögerten langfristigen Basisabflusskomponente und schreitet zu den kurzfristigeren Komponenten fort. Um Fehler bei der Separation zu vermeiden und um die Plausibilität und Interpretationsfähigkeit der Ergebnisse zu erhöhen, ist die Komponentenanalyse direkt mit einer Wasserhaushaltsbilanzierung zu koppeln.

Nach der Separation wird diese anhand der Wasserhaushaltsbilanz auf Monatsbasis überprüft:

$$P_i - RG2_i - RG1_i - RD1_i = (W + ETR)_i$$

mit: P_i : Niederschlag im Zeitschritt i (Monat); $RG2$ ($RG1$): Abflussbildung des langsamen (schnellen) Basisabflusses; RD : Direktabflussbildung; ETR : Evapotranspiration; W : Inhaltsänderung eines Speichers, der nach Erreichen der Feldkapazität nur durch die Verdunstung entleert werden kann.

Wenn $(W + ETR)_i < 0$, muss die Separation korrigiert werden (SCHWARZE et al. 1991).

Nach der Bestimmung des langsamen Basisabflusses wird die Differenz zwischen dem Gesamtabfluss und dieser Komponente gebildet: Diese Differenz stellt die Summe der restlichen Komponenten dar. Aus ihr wird wiederum die «langsamste» Komponente abgetrennt. Dieses Vorgehen wird bis zur Bestimmung des schnellen Direktabflusses fortgeführt.

Die Bestimmung der Speicherkonstanten des langsamen Basisabflusses ist bei DIFGA ein entscheidender Schritt. Um diesen Parameter mit hoher Sicherheit bestimmen zu können, wurden bei diesem Schritt auch die täglichen Abflussdaten bis 1992 mitberücksichtigt. Deshalb gibt die ermittelte Speicherkonstante hier das mittlere Verhalten von mehr als 12 Jahren wieder.

4 Erste Ergebnisse der Abflussganglinienanalyse nach DIFGA

Wie in vorhergehenden Arbeiten schon gezeigt wurde, gibt es in beiden Einzugsgebieten ein unterschiedliches Abflussverhalten. Abbildung 4 zeigt am Beispiel des Sommerhalbjahres 1979 die Abflusskomponententrennung nach DIFGA im Rippach- und Löchernbachgebiet. Im Zeitraum Mai bis August 1979 verdeutlicht die Ganglinie des täglichen Abflusses durch bedeutend höhere und häufiger auftretende Abflussspitzen im flurbereinigten Löchernbachgebiet dessen reduziertes Speichervermögen. Ebenfalls ist der signifikant niedrigere Basisabfluss im Löchernbachgebiet auffallend.

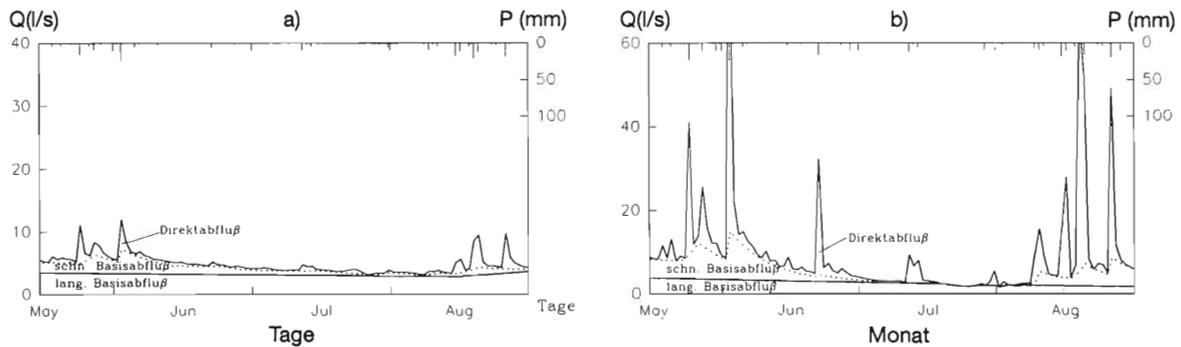


Abb. 4. Abflusskomponentenseparation in den Versuchsgebieten (1979):
 a) Rippach
 b) Löchernbach.

4.1 Die Abflussbildung in den Einzugsgebieten

Als Ergebnis der Analyse zum Anteilsverhältnis der einzelnen Komponenten am Niederschlag ergibt sich die monatliche Niederschlagsaufteilung in abflusswirksame Anteile in beiden Einzugsgebieten (Abb. 5). Der abflusswirksame Niederschlag (Abflussverhältnis) ist nur ein kleiner Teil des Gesamtniederschlags. Im Rippach sind es für die Periode 1972–1980 16%, im Löchernbach 26% für die Periode 1977–1981. Die sehr gute Porenstruktur des Lösses ermöglicht es, grosse Niederschlagsmengen zu speichern und verzögert über die Vegetation und die Bodenoberfläche an die Atmosphäre abzugeben (DEMUTH 1992). Infolge der geringen Verdunstung ist der abflusswirksame Niederschlag im Winter deutlich höher als im Sommer. Der abflusswirksame Niederschlag im Löchernbach erreicht im Januar die höchsten Monatsmittelwerte und im September die geringsten. Im Rippach sind die höchsten Monatsmittelwerte um einen Monat verschoben. In den Sommermonaten weisen die Gesamtabflüsse zwischen dem Rippach und dem Löchernbach keine grossen Unterschiede auf. Im Winter aber ist der Gesamtabfluss des Rippach durchschnittlich 12% geringer. Werden nur die Monate Dezember und Januar betrachtet, so steigt der Unterschied auf über 20%. Das grössere Speichervermögen im traditionell genutzten Rippachgebiet spielt dabei eine grosse Rolle. Es wird hier im Winter vergleichsweise mehr Niederschlag gespeichert als im flurbereinigten Löchernbach. Das gespeicherte Wasser wird im Sommer grösstenteils über die Verdunstung wieder an die Atmosphäre abgegeben.

Die Veränderung der Abflussbildung durch die Flurbereinigung des Löchernbaches wird deutlich wiedergegeben: keine ausgeglichene Abflussbildung innerhalb des Jahres, deutlich

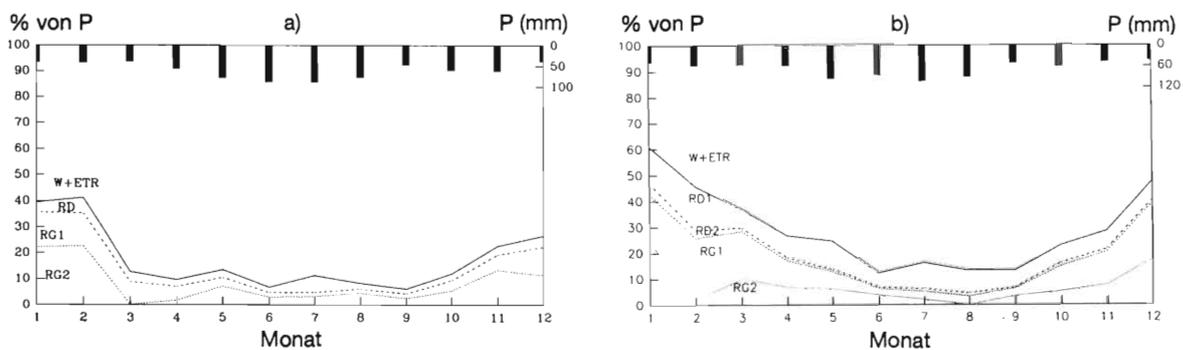


Abb. 5. Mittlerer Jahresgang der Niederschlagsaufteilung $W + ETR$ = Verdunstung, $RD1$ ($RD2$) = schneller (langs.) Direktabfluss, $RG1$ ($RG2$) = schneller (langs.) Basisabfluss
 a) Rippach (1972–1980) und b) Löchernbach (1977–1981).

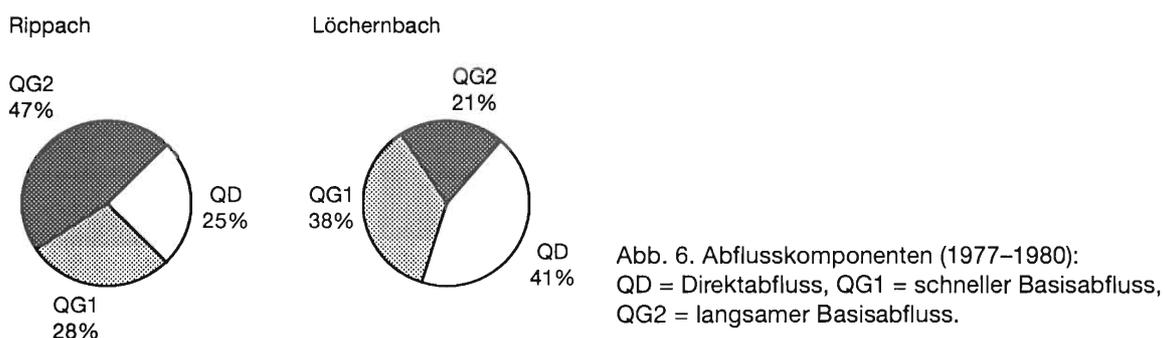
grösserer Direktabfluss und geringerer Basisabfluss. Bemerkenswert ist aber, dass in den Sommermonaten (Juni bis Oktober) die Gesamtabflussbildungen ähnlich und nur in den Wintermonaten sehr unterschiedlich sind. Ausserdem hat der schnelle Basisabfluss in beiden Gebieten im Sommerhalbjahr ähnlich wenig Bedeutung. Im nächsten Kapitel werden die einzelnen Abflussanteile, die über die Ganglinienseparation ermittelt worden sind, für die beiden Einzugsgebiete jeweils im einzelnen betrachtet.

4.2 Abflusskonzentration in beiden Einzugsgebieten

Aus der Trennung der Ganglinien lassen sich zuerst die Periodenmittelwerte (1977–1980) der Abflussanteile errechnen. Im Rippach spielt der langsame Basisabfluss eine viel wichtigere Rolle am Gesamtabfluss (47%) als im Löchernbach (21%). Der Direktabfluss hat im Rippachgebiet nur einen Anteil von 25% am Gesamtabfluss, d.h. 75% verlassen als unterirdischer Abfluss das Einzugsgebiet. Im Löchernbach dagegen weist der Direktabfluss einen Anteil von 41% am Gesamtabfluss auf. Der schnelle Basisabfluss liegt im Löchernbach Einzugsgebiet mit 38% etwas höher als im Einzugsgebiet des Rippach mit 28% (Abb. 6).

Tabelle 2 zeigt den Unterschied der Abflusskomponenten getrennt nach Sommer- und Winterhalbjahr. Im Sommer übertrifft in beiden Einzugsgebieten jeweils der Direktabfluss den schnellen Basisabfluss, im Winter kehrt sich das Verhältnis um und der schnelle Basisabfluss überwiegt jeweils den Direktabfluss.

Ein Vergleich der Abflussanteile aus der Arbeit von LUFT und VOGELBACHER (1985) ist aufschlussreich. Bei den auf der Basis eines Konzeptmodells mit parallelen Speicherkaskaden ermittelten Werten bildet der Basisabfluss im Rippachgebiet den Hauptteil am Gesamtabfluss mit 77% im Sommer (nach DIFGA 67%) und mit 87% im Winter (nach DIFGA 82%). Demgegenüber ist der Basisabfluss beim Löchernbach mit 43% (nach DIFGA 50%) im Sommer und mit 50% (nach DIFGA 66%) im Winter anteilmässig gering. Der Basisabflussanteil im Jahresmittel ist nach DIFGA im Rippach vergleichsweise um 8% niedriger und im Löchernbach um 12% höher. Ein Grund dafür ist, dass im Rippach der ins Ortswasserwerk abgeführte Brunnenabfluss, der am Pegel nicht gefasst wird, für die Wasserbilanzrechnung im DIFGA nicht addiert



Tab. 2. Vergleich der Abflusskomponenten (1977–1980) für Winter und Sommer QD = Direktabfluss, QG1 = schneller Basisabfluss, QG2 = langsamer Basisabfluss.

	Sommer		Winter	
	Rippach	Löchernbach	Rippach	Löchernbach
QD	22,6 (32,8%)	48,7 (50,0%)	12,7 (17,9%)	43,3 (33,9%)
QG1	12,0 (17,4%)	23,3 (23,8%)	27,0 (38,0%)	61,6 (48,2%)
QG2	34,3 (49,8%)	25,6 (26,2%)	31,3 (44,1%)	22,9 (17,9%)

wurde. Bei Berücksichtigung des Brunnenabflusses beträgt der indirekte Abflussanteil im Rippach 80% des Gesamtabflusses, die beiden Ergebnisse im Rippach sind somit fast gleich.

Eine andere Arbeit von VOGELBACHER (1985), in der das USDAHL-Modell zur Simulation des N-A-Prozesses angewandt wurde, kommt zu dem Ergebnis, dass auch der Zwischenabfluss eine wichtige Komponente im Abflussgeschehen spielt (im Rippach mit 16% und im Löchernbach mit 31%). Dieses Ergebnis liegt vermutlich etwas zu hoch (nach DIFGA gibt es im Löchernbach nur 4% Zwischenabfluss). Es spiegelt aber eventuell die für den Zwischenabfluss relevanten Veränderungen der Bodenstruktur durch die Flurbereinigung im Löchernbach wider (KELLER 1985). Die unterschiedliche Bewertung des Zwischenabflusses liesse sich aber auch durch Schwierigkeiten bei der zeitlichen Trennung von Direkt- und Zwischenabfluss durch das DIFGA-Modell erklären.

Verschiedene Modelle ergeben also recht unterschiedliche Resultate. In einem nächsten Arbeitsschritt sollen die Abflussanteile durch eine Traceruntersuchung experimentell bestimmt werden.

4.3 Wasserbilanz, Speicherkonstante und Speicherräume

In den Tabelle 3a und 3b sind die Wasserhaushaltsglieder der beiden Einzugsgebiete, die abflusskomponentenbezogenen Speicherkonstanten sowie die Speicherräume gegenübergestellt. Im Rippach liegt die mittlere Niederschlagshöhe im Untersuchungszeitraum 1972 bis 1980 bei 715 mm. Demgegenüber fällt der mittlere Niederschlag im Löchernbach für den Zeitraum 1977 bis 1980 mit 843 mm deutlich höher aus. Es ist daher zu erwarten, dass auch der Abfluss des Einzugsgebietes Löchernbach grösser ist als im Rippachgebiet.

Tab. 3a. Mittelwerte des abflusskomponentenbezogenen Wasserhaushaltes nach DIFGA (Rippach 1972–1980). C: Speicherkonstante; S: Speicherraum

	mm/a	% von P	% von Q	C(d)	S(mm)		
					S _{max}	S _{min}	S _{mit}
P (Niederschlag)	714,9						
E (Verdunstung)	604,6	84					
Q (Abfluss)	109,7	16					
RD (Direktabfluss)	24,7	4	23	≈0			
RG1 (schn. Basisabfluss)	34,7	5	31	10	6,3	0,0	0,9
RG2 (lang. Basisabfluss)	50,9	7	46	420	133,7	25,3	58,1

Tab. 3b. Mittelwerte des abflusskomponentenbezogenen Wasserhaushaltes nach DIFGA (Löchernbach 1977–1980). C: Speicherkonstante; S: Speicherraum

	mm/a	% von P	% von Q	C(d)	S(mm)		
					S _{max}	S _{min}	S _{mit}
P (Niederschlag)	842,7						
E (Verdunstung)	622,2	74					
Q (Abfluss)	225,5	26					
RD1 (schn. Direktabfluss)	82,3	10	37	≈0			
RD2 (lang. Direktabfluss)	10,6	1	4	3	2,9	0,0	0,1
RG1 (schn. Basisabfluss)	86,2	10	38	8	6,6	0,0	17,1
RG2 (lang. Basisabfluss)	41,4	5	22	140	53,9	8,0	19,8

Wie oben hervorgehoben wird, hat der Direktabfluss im Löchernbachgebiet grosse Bedeutung. Vor diesem Hintergrund ist auch die zweite Direktabflusskomponente (Zwischenabfluss) zu untersuchen. Die entsprechende Speicherkonstante beträgt drei Tage, entspricht aber nur 1% des Niederschlages. Ausserdem wurde der Zwischenabfluss im Löchernbach von VOGELBACHER (1985) um das Zweifache höher als im Rippach veranschlagt. Im Rippach kann wegen der geringeren Bedeutung des Direktabflusses hingegen nur eine Direktabflusskomponente sicher abgetrennt werden, die nicht weiter in einen schnellen und langsamen Anteil aufgegliedert wird. Die für den Rippach bestimmten Komponenten sind somit langsamer und schneller Basisabfluss, sowie Direktabfluss. Für den Löchernbach wird der Direktabfluss darüberhinaus in die Anteile schnellen und langsamen Direktabflusses gegliedert. Für Vergleiche mit dem Rippach wird für den Löchernbach die Summe aus schnellem und langsamem Direktabfluss gebildet.

Die mittlere Verweilzeit des Abflusses im Einzugsgebiet wird mit dem Anteil der Einzelkomponenten am Gesamtabfluss als gewichtetes Mittel der Komponentenverweilzeiten bestimmt. Nach DIFGA kann die Verweilzeit des Abflusses aber nur als Grössenordnung aufgefasst werden. Genaue Werte sind erst durch Traceruntersuchungen zu erhalten. Nach der Berechnung über DIFGA ist die Speicherkonstante des verzögerten Basisabflusses im Rippach dreimal so gross wie im Löchernbach (420 bzw. 140 Tage). Die Speicherkonstante des schnellen Basisabflusses im Rippach ist zwei Tage länger als im Löchernbach (10 bzw. 8 Tage). Die Speicherkonstante des langsamen Direktabflusses im Löchernbach ist drei Tage, die Speicherkonstante des Oberflächenabflusses beträgt nur ungefähr vier Stunden.

Unter Verwendung von $S = c \cdot Q$ wurden für die einzelnen Abflusskomponenten die maximalen, minimalen und mittleren abflusswirksamen Speichervolumen berechnet. Dieses Speichervolumen kennzeichnet das Schwankungsverhalten der abflusswirksamen Gebietspeicher und ist im Zusammenhang mit der Grösse der Abflussbildung RG2 bzw. RG1 gut für die Abschätzung des verfügbaren Grundwasserangebots im Einzugsgebiet geeignet. Die entsprechenden Speicherräume im Rippach sind danach fast dreimal so gross wie im Löchernbach. Es muss besonders beachtet werden, dass der schnelle Basisabfluss im Rippach zum Speicherraum sehr wenig beiträgt (0,9 mm), im Gegensatz zum Löchernbach wo er als Speicher mit 17,1 mm ähnliche Bedeutung besitzt wie der verzögerte Basisabfluss (Tab. 3).

Das DIFGA Modell wurde bereits in mehr als 50 verschiedenen Einzugsgebieten angewandt. Zwei Beispiele sind die Anwendungen im Gebiet Lange Bramke (SCHWARZE *et al.* 1991) und im Rietholzbach-Einzugsgebiet (KOENIG *et al.* 1993). Der Direktabflussanteil am Gesamtabfluss wurde für die Lange Bramke mit 12% und für den Rietholzbach mit 43% bestimmt. Im Rippach liegt dieser Anteil mit 17% ähnlich wie in der Langen Bramke, allerdings ist dort das Einzugsgebiet fast 100% mit Wald bedeckt. Der Wert im Löchernbach ist mit 41% ähnlich gross wie im Rietholzbach, wobei dieses Gebiet wenig Waldflächen und mehr Grünlandnutzung aufweist. Der Anteil des Oberflächen- und Zwischenabflusses in den oben genannten Einzugsgebieten ist ebenfalls interessant. Im mit Wald bedeckten Einzugsgebiet der Langen Bramke ist der Anteil der Oberflächenabflüsse und Zwischenabflüsse mit 7% bzw. 19% deutlich verschieden von jenen im stark landwirtschaftlich genutzten Gebiet des Rietholzbaches mit 28% bzw. 6%.

5 Zusammenfassung und Diskussion

Im Ostkaiserstuhl sind seit zwei Jahrzehnten durch Flurbereinigungen grosse Veränderungen der Landnutzung vorgenommen worden, die auf hydrologische Prozesse und den Wasserhaushalt Auswirkungen haben. Um diese Veränderungen zu erkennen und zu analysieren werden zwei hydrologische Versuchsgebiete betrieben. Die Erkennung des Speicherverhaltens und die Abflusskomponententrennung ist ein wichtiges Ziel dieser Arbeiten.

Durch die Flurbereinigung mit Grossterrassierung im Löchernbachgebiet wird 15% mehr Direktabfluss geliefert als im alten kleinterrassierten Rippachgebiet. Der langsame Basisabfluss

stellt im kleinterrassierten Gebiet ganzjährig den Hauptanteil am Gesamtabfluss (46%). Im grossterrassierten Einzugsgebiet liefert der Direktabfluss im Sommer (50%) und der schnelle Basisabfluss im Winter (48%) die Hauptanteile. Die Speicherkonstante des Basisabflusses im kleinterrassierten Einzugsgebiet ist 3 mal grösser als im Löchernbach. Für den Speicherraum im kleinterrassierten Einzugsgebiet spielt der langsame Basisabfluss die Hauptrolle, im grossterrassierten Einzugsgebiet sind es die zwei Basisabflusskomponenten zusammen.

Die Ergebnisse zeigen, dass sich das DIFGA-Modell zur Bestimmung der Abflusskomponententrennung auf der Basis von Tageswerten in den Kaiserstuhl-Testgebieten gut eignet. Die unterschiedlichen Abflussverhalten beider Einzugsgebiete spiegeln die anthropogenen Einflüsse durch Flurbereinigungsmassnahmen wider.

Die Berechnung von Verweilzeiten sowie Speicherräumen nach DIFGA ergibt nur Grössenordnungen. Um die Parameter, die für Abflussprozessuntersuchungen notwendig sind, zu quantifizieren, ist es sinnvoll, die Methode mit Tracerverfahren zu kombinieren. Durch die Kombination beider Methoden soll die Zuverlässigkeit und Aussagefähigkeit beider Verfahren erweitert werden (SCHWARZE *et al.* 1991).

6 Literatur

- BUCHER, B., 1984: Die Abflussbildung im hydrologischen Versuchsgebieten Ostkaiserstuhl, Diplomarbeit, Universität Freiburg i.Br.
- DEMUTH, S. 1992: Dreisamniederung und östlicher Kaiserstuhl. Schwarzwald und Oberrheintiefland, Freibg. Geogr. Hefte 36: 209–222.
- HERRMANN, A.; KOLL, J.; LEIBUNDGUT, C.; MALOSZEWSKI, P.; RAU, R.; RAUERT, W.; STICHLER, W., 1986: Anwendung von Tracertechniken zur Erfassung des Wasserumsatzes in kleinen Einzugsgebieten. Dtsch. gewässerkdl. Mitt. 30, 4: 85–93.
- KELLER, R. 1985: Anthropogene Einflüsse auf hydrologische Prozesse. Südl. Oberrheingebiet/Abflussbericht z. DFG, ke 8/84–5, Universität Freiburg. 47–133.
- KOENIG, P.; LANG, H.; SCHWARZE, R., 1993: On the runoff formation in the small prealpine research basin Rietholzbach. FRIENDS in Hydrology, IAHS Publ. (in press).
- LEIBUNDGUT, C.; DEMUTH, S.; SPEIDEL, U., 1992: Einfluss der Flurbereinigung auf den Wasserhaushalt Untersuchungsprogramm Kaiserstuhl. Jahresarbeit 1991, Universität Freiburg. 10 S.
- LUFT, G., 1980: Abfluss und Retention im Löss, dargestellt am Beispiel des hydrologischen Versuchsgebietes Rippach, Ostkaiserstuhl. Beitr. Hydrol., Sonderheft 1: 7–41.
- LUFT, G., MORGENSCHWEIS, G., 1981: Auswirkung von Grossterrassierungen auf hydrologische Prozesse im Ostkaiserstuhl. Wasser Boden 33: 436–442.
- LUFT, G.; VOGELBACHER, A., 1985: Modellrechnungen zum Einfluss von Grossterrassierungen auf den Abflussprozess. Z. Kult.tech. Flurbereinig. 26: 1–12.
- SCHWARZE, R., HERRMANN, A.; MÜNCH, A.; GRÜNEWALD, U.; SCHÖNIGER, M., 1991: Rechnergestützte Analyse von Abflusskomponenten und Verweilzeiten in kleinen Einzugsgebieten. Acta hydrophys. 35, 2: 143–184.
- VOGELBACHER, A., 1985: Simulation der Wasserbilanz in terrassierten Lössgebieten, Kirchzarten, Verl. Beitr. Hydrol. ISBN 3-922749-96-8. 105 S.

Dank

Wir bedanken uns bei Dr. Schwarze für die Überlassung und Einführung des DIFGA-Modells sowie bei Dipl. Geogr./Hydr. J. Mehlhorn und Ch. Külls für die Mitarbeit.

Adresse der Autoren:

Prof. Dr. Christian Leibundgut

Dipl. Ing./Hydr. Yifeng Cui

Inst. f. Hydrologie

A.L. Univ. Freiburg i. Br.

Werderring 4

D-79098 Freiburg i. Br. Germany

Do forests control run-off?

Peter F. Germann

Abstract

Forests presumably reduce flood flow and increase base flow. The debate about this forest hydrological hypothesis still goes on at the system scale of catchments. The investigations of BURGER (1922) as well as newer aspects in soil hydrology at the process scale may help to differentiate: forest soils are more likely to control run-off than soils under any other land-use. However, not all the soils under forest bear the characteristics which support the forest hydrological hypothesis, and soils under various vegetation covers may show well developed properties to effectively mitigate peak run-off.

Keywords: air capacity, by-pass flow, infiltration, macropore flow, preferential flow, soil hydrology, surface run-off

1 Introduction

Forests are known to protect slopes against erosion, landslides and avalanches. They are also thought effectively to reduce flood flow as well as increase base flow. However, this forest hydrological hypothesis at the catchment scale is still under debate. Hans Keller, too, was sceptical towards the hydrological benefits which forests may exert when he described early endeavours of Swiss forest hydrologists:

“ ... and since no research results were available, Professor Engler at the School of Forestry in Zurich introduced the idea of comparing two watersheds with respect to flow regime and sediment transport. In 1902 ... the Rappengraben and the Sperbelgraben were equipped ... In 1919 ... a publication, 626 pages long, reported on the beneficial effects of forests on the flow regime (ENGLER 1919). The problem seemed solved. The Swiss politicians had what they needed, and in many European countries the idea of protecting forests was increasingly supported. However, many scientist remained critical ... about the hydrologic role of the forest.” KELLER (1984)

Viewed from the other side, IVES and MESSERLI (1989) expressed serious doubts about the frequently cited large-scale impacts of deforestations in the Himalayan Mountains on the increasingly devastating flood crests in the Ganges river.

Detrimental floods from heavily reforested areas, like the inundation at the end of July 1990 in the Gürbetal (Kanton Bern, Switzerland), support this scepticism in that the 40 to 60 years old reforestations were not capable of preventing the disaster.

2 The forest hydrologic hypothesis in view of soil hydrology

Soil scientists, who were in neither way committed to the forest hydrologic hypothesis, have found that not all the soils are as impermeable as they were thought to be upon the investigation of small soil cores. In some well documented instances the soils were not able effectively to protect shallow groundwaters from getting contaminated with land applied sewage sludges and from septic tank operations (BOUMA *et al.* 1971).

The advantage of no-till agriculture over conventional tillage in controlling surface run-off and related erosion in the fairly steep loess-covered hills of central Ohio has long been demonstrated. Channels left by decayed roots and particularly the vertical burrows of earth worms have been identified as effective pathways for infiltration, practically eliminating surface run-off (EDWARDS *et al.* 1988). The diligent structure builders are readily at hand: earth worms are known to produce annually channels up to 250 m²/m² of soil surface with diameters between 1 and 5 mm, and roots grow at annual rates between 5 and 50 km/m³ of soil, leaving most channels in the diameter range of 50 to 500 μm.

The concern expressed by Swiss federal and cantonal soil protection agencies about the densification of soils due to heavy machinery indicates the complementary area in which the missing soil structures are becoming an important issue. The destruction of structural pores leads to reduced infiltration and aeration, combined with surface run-off and erosion. The remediation of soil structure can be easily achieved in some cases and may pose almost unsolvable problems on other sites.

These discussions at the system scale of basins, catchments and farms indicate that the scepticism against the forest hydrologic hypothesis exists, that the unexpected natural and naturalized high infiltrabilities of some soils are due to structural pores, and that the malfunctioning of densified soils is due to the lack of structural pores. More realistic judging of the forest hydrologic hypothesis is thus in need of better understanding infiltration and redistribution of water under natural conditions and at the process level, say at the scale from large soil cores to soil profiles and hill slope segments.

3 Burger's investigations

BURGER (1922), investigating infiltration, was possibly the first who linked infiltration rates with some structural soil properties at the process level. He assessed the average volume flux density of infiltration, q_s cm/s, in situ. A bevelled iron cylinder (10 cm high and containing 1000 cm³, still called the "Burger-Zylinder") was completely driven into the soil. A fine-meshed sieve was laid on the soil surface in the cylinder to prevent compaction during infiltration. A similar cylinder was sealed to the top rim of the first one and filled with 1000 cm³ of water. Burger calculated an average infiltration rate from the time lapsed for this water to infiltrate. He also reported that a second infiltration run immediately following the first one always required more time than the first one. He sampled undisturbed soil cores with the same type of cylinders in the proximity of the infiltration sites. In the laboratory, he saturated the samples completely by slowly raising a water table from the bottoms to their tops. After weighing, they were placed on a sand bed to drain for 24 h. A cover prevented evaporation. Burger called the difference in weight from the first measurement divided by the density of water and by the volume of the sample the air capacity, e_{ma} cm³/cm³, of the soil sample. In Burger's term, this is the volume fraction of the porosity in which water is not held by capillary forces.

A further analysis of Burger's data, correlating q_s and e_{ma} , yielded:

$$\ln\{q_s\} = a \ln\{e_{ma}\} + \ln\{b\} \quad [1]$$

with $a = 2.412 \pm 0.33$ and $\ln\{b\} = 1.184 \pm 0.84$ ($r = 0.877$, $N = 76$, 95% confidence limits). Further information on the data set is compiled in Table 1 (GERMANN and BEVEN 1981).

If the non-capillary pores were cylinders, $a = 2$ should result. Newer investigations indicate that a so close to 2 means that flow is almost unimpeded by tortuosity and may run very easily to greater depths (GERMANN and DIPIETRO 1994). In conclusion, Burger's investigations at the

Wasserhaushalt im Sperbel- und Rappengraben und zwei jenen im Valle di Melera. Im Testgebiet Valle di Melera TI wollte Burger insbesondere die Folgen einer Aufforstung untersuchen, ein Ziel, das ab 1934 auch von der Abteilung Hydrologie der Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau der ETH an der Baye de Montreux VD verfolgt wurde.

Sind Testgebiete Experimentierflächen oder bloss kleine Einzugsgebiete?

Engler und Burger gehörten zu den Begründern *hydrologischer Testgebiete*. Über diesen empirischen Ansatz der damaligen Zeit, schrieb KELLER (1985) noch einige aufschlussreiche Einzelheiten: «Die internationalen Kontakte von Engler und mehr noch von Burger mögen zur Folge gehabt haben, dass in den USA von 1911 bis 1926 das berühmte Experiment im Gebiet des Wagon Wheel in Colorado durchgeführt wurde. Anstelle eines langfristigen Vergleichs wie im Emmental wurde der Ansatz der *gepaarten Einzugsgebiete* gewählt. Nach einer Eichphase wird *eines* der beiden Gebiete behandelt (z.B. Kahlschlag, Aufforstung usw.), und aus den veränderten Differenzen wird auf die Wirkung der Behandlung geschlossen. In der Folge multiplizierten sich diese Experimente im Ausland, vor allem in den USA. Jene Forscher mussten aber kein Forstgesetz mit Kahlschlagverbot in ihre Überlegungen einbeziehen, im Gegenteil! – Dieser Ansatz des Experimentes in gepaarten Einzugsgebieten hatte Burger lange Zeit begleitet. Projektstudien aus den dreissiger und vierziger Jahren beweisen, an wie vielen Orten in der Schweiz er solche Experimente in Szene setzen wollte, vor allem mit dem Ziel, die Wirkung einer Aufforstung experimentell und langfristig nachzuweisen. Leider waren dann die Rückschläge aus finanziellen und wahrscheinlich auch aus politischen Gründen so gross, dass jeweils nur ein halbes Experiment zur Durchführung kam». Ein solches Experiment war eben jenes im bereits erwähnten Valle di Melera und später in den beiden Testgebieten im Kanton Freiburg. Diese «halben Experimente» beruhten damit letztlich auf instrumentell gut ausgestatteten *kleinen Einzugsgebieten* und nicht auf eigentlichen Experimentierflächen.

Der Bodenphysiker Felix Richard (1915–1984)

Die bodenphysikalischen Versuche von Burger wurden an der EAFV schon ab 1951 durch Felix Richard (1915–1984) aufgenommen und fortgesetzt. Seine Arbeiten standen, wie KURT (1984) ihm attestierte «unter dem klar gesteckten und stets befolgten allgemeinen Ziel, den komplexen Zusammenhang von Böden und Vegetation nicht nur beschreibend, sondern mit kausalen und objektivierbaren Beziehungen wenn möglich erfassbar zu machen». Die dabei erzielten Erfolge führten 1962 zur Schaffung einer Professur für Bodenphysik an der ETH, die man Richard übertrug. Sein Standort blieb aber weiterhin die EAFV. Ein Teil seiner Forschung widmete sich Fragen ausserhalb der Forsthydrologie; ein gewichtiger Teil berührte jedoch den Wasserkreislauf im Waldboden und in den Waldbäumen. KURT (1984) fasste es so zusammen: Vorab in «Dissertationen, werden Einflüsse verschiedener Muttergesteinslagerungen auf den Wasserhaushalt untersucht. Es wird die Dimensionierung der Gräben von Entwässerungen behandelt und die Wirkung der Wasserspiegelabsenkung durch diese aufgezeigt. Es wird der Luft- und Wasserhaushalt im Wurzelraum von Waldböden betrachtet. In gleicher Weise derjenige eines einzelnen Baumes in ebener Lage und weiter eines Mischbestandes in Hanglage geklärt».

Hans M. Keller (1936–1993), der erste vollamtliche Forsthydrologe

Die hydrologischen Arbeiten von Burger fanden nach seinem Rücktritt 1954 zunächst keine Fortsetzung. Der Versuchsbetrieb in den Testgebieten der EAFV wurde dementsprechend stark eingeschränkt. Die Problematik der Quantität und Qualität der Abflüsse aus bewaldeten Gebieten blieb aber weiterhin weltweit aktuell und wurde insbesondere in den USA intensiv bearbeitet. Nicht weniger als 30 forstliche Versuchsanstalten und Forstschulen sollen sich damals dort dieser Frage gewidmet haben. Deshalb – und hier folge ich weitgehend den Ausführungen der heutigen Mitarbeiter der WSL-Sektion Forstliche Hydrologie (1993) – beschloss Alfred Kurt, ab 1952 Professor für Forstwissenschaft der ETH und, wie schon erwähnt, ab 1955 Leiter der EAFV, in den 60er-Jahren eine Wiederbelebung. Diese Aufgabe übertrug er dem jungen Forstingenieur Hans Keller (1936–1993), der 1963 nach einer zweijährigen Zusatzausbildung in den USA an die EAFV zurückkehrte, um dort die neugeschaffene Stelle eines vollamtlichen Forsthydrologen zu übernehmen und eine entsprechende Forschungsgruppe aufzubauen.

Im Sinne einer «reprise en main» widmete sich Keller vorerst den vorhandenen Testgebieten und betitelte 1968 eine seiner ersten Publikationen mit «der heutige Stand der Forschung über den Einfluss des Waldes auf den Wasserhaushalt». Damit griff er das klassische forsthydrologische Thema seiner Vorgänger wieder auf und dokumentierte auch nach aussen hin seinen Bezug zu Engler und Burger. Bald gab er aber auch zu erkennen, dass er vermehrt noch die *Wassergüte* in die hydrologischen Gebietsuntersuchungen einbeziehen wollte. Dies äusserte sich schon bei der 1965 begonnenen Ausrüstung neuer hydrologischer Testgebiete im Alptal SZ, wo die Abhängigkeit und Sensibilität der verschiedenen Wasser- und Stoffbilanzkomponenten in bezug auf Landnutzung, Klima und Geologie im Brennpunkt des Interesses standen. Es zeigte sich aber auch in seiner daraus entstandenen, 1970 eingereichten Dissertation mit dem Titel «Der Chemismus kleiner Bäche in teilweise bewaldeten Einzugsgebieten in der Flyschzone eines Voralpentales», sowie in zahlreichen weiteren Publikationen. Von den rund 60 wissenschaftlichen Beiträgen aus seiner Feder, bearbeiteten nämlich mehr als die Hälfte diese Thematik. Die übrigen Beiträge befassten sich ausser mit fachlichen Übersichten schweremässig mit dem allgemeinen Wasserhaushalt forstlicher Gebiete sowie mit der Schnee- und Schneeverteilung im Wald. Einige besonders beachtete Artikel behandelten die Entwicklungen seiner Forschungsgruppe zur Erfassung von Hochwasserabflüssen und Wasserinhaltsstoffen mit automatischen Messstationen. Das wache Interesse von Keller für eine zuverlässigere Datenerhebung in der Hydrologie manifestierte sich auch beim 1982/83 erfolgten Ausbau der Messanlage Erlentobel im Alptal. Diese hydrologische Station an einem kleinen Wildbach gehört heute mit ihren Einrichtungen zur Erfassung des Geschiebehaushalts wohl zu den bestausgerüsteten Limnigraphen der Welt. Selbstverständlich müsste ich hier zur Abrundung des Bildes auch noch auf die Publikationen der Mitarbeiter von Keller eingehen, doch würde das zu weit führen.

Die enge Verquickung der Forsthydrologie mit dem Forstingenieurwesen

Eine Art Contrapunkt zu den Arbeiten von Keller setzte der Bauingenieur Jürg Zeller. Er trat 1968 von der damaligen Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau der ETH an die EAFV über. Unter dem ab 1969 amtierenden Direktor der EAFV, Walter Bosshard (1926–1986), baute er bald eine leistungsstarke Abteilung für Verbauwesen und Hydrologie auf. Neben einer Fülle von Expertisen für konkrete Probleme des Hang- und Wildbachverbbaus, bei denen ihm sowohl seine bodenmechanischen wie hydraulischen Kenntnisse voll zustatten kamen, zeugten fast drei Dutzend Publikationen von seinen Schwerpunktsarbeiten. Die bedeutendste davon

ist wohl die Erforschung der Starkniederschläge und ihr Einfluss auf Hochwasserereignisse. Die von Zeller mit seinen Mitarbeitern Heinz Geiger und Gerhard Röthlisberger verfassten und 1976 bis 1992 veröffentlichten 9 Bände über «Starkniederschläge des Schweizerischen Alpen- und Alpenrandgebietes: Intensitäten und Häufigkeiten» bilden eine unschätzbare und heute kaum mehr wegzudenkende Grundlage schweizerischer Hydrologie und Wasserwirtschaft. Aber auch die 1977 begonnene, zuerst in der Schweizerischen Zeitschrift für Forstwesen und dann in der Zeitschrift Wasser, Energie, Luft veröffentlichte Serie von Jahresberichten über die «Unwetterschäden in der Schweiz» mit ihren konzisen und einprägsamen Übersichten findet überall grossen Anklang. Die weiteren Publikationen gehen entweder von den erwähnten Schriften aus oder behandeln Probleme der Rutschungsentwässerung und der Geschiebeführung in Wildbächen. Als entsprechender Bezugspunkt diente ihm dabei die bereits weiter oben erwähnte Geschiebemesseinrichtung Erlenobel im Alptal. Gerne erwähne ich hier auch meine mehrfache fruchtbare Zusammenarbeit mit Zeller bei den gemeinsamen Forschungsprojekten über «die Bestimmung von Hochwasserabflüssen in Einzugsgebieten ohne Abflussmessstation» und über «die Ursache und den Ablauf von Murgängen».

Die Forsthydrologie 1994 im Umbruch?

Wie geht es nach dem Rücktritt von Zeller 1988 und dem Tod von Keller 1993 an der einstigen Centralanstalt für forstliches Versuchswesen und heutigen Eidgenössischen Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL) weiter? Die Bodenphysik mit der von Felix Richard begründeten Stossrichtung wird schon seit 1983 von seinem ehemaligen Mitarbeiter und Nachfolger, Professor Hannes Flühler, weiter betrieben und bildet heute einen Schwerpunkt im ETH-Institut für Terrestrische Ökologie. Für die von Keller und Zeller intensiv gepflegte Forsthydrologie ist an der WSL ein Kern von valablen einstigen Mitarbeitern zurückgeblieben. Diesen fällt nun die schwere aber lohnende Aufgabe zu, ihren Standort zu überprüfen und – so wie es ihre Vorgänger Engler, Burger, Keller und Zeller seinerzeit auch getan haben – mit Begeisterung und Ausdauer zu neuen Horizonten aufzubrechen. Denn auch das was jene erreichten, musste – wie kürzlich ein Bundesrat den Wissenschaftlern und Ingenieuren der ETH lakonisch zugerufen hat – *einmal begonnen werden*.

Die berufliche Laufbahn von Hans M. Keller

Hans Martin Keller ist am 3. August 1936 in Münsterlingen TG geboren. Seine Jugend- und Schulzeit verbrachte er in Thalwil ZH. Von dort aus besuchte er das Literargymnasium in Zürich und studierte anschliessend Forstwirtschaft an der ETH. Für seine 1960 abgeschlossene Diplomarbeit «Versuche zur Bestimmung des permanenten Welkepunktes bei Weiss- und Schwarzerlen im Vergleich zur Sonnenblume» wurde ihm die ETH-Silbermedaille zugesprochen.

Wie bereits erwähnt reiste Keller dann für zwei Jahre in die USA, wo er seine Studien an der Colorado State University in Fort Collins 1963 mit einem «Master of Science in Watershed Management» abrundete. Anschliessend trat er bei der damaligen EAFV und der heutigen WSL eine Stelle als Forsthydrologe an. Von seiner 1970 eingereichten Promotionsarbeit zum Thema «Der Chemismus kleiner Bäche in teilweise bewaldeten Einzugsgebieten in der Flyschzone eines Voralpentales» war ebenfalls bereits die Rede.

Im Lauf der Jahre baute Keller eine bis zu fünfköpfige und in Fachkreisen allgemein anerkannte forsthydrologische Gruppe auf. Trotz einigen, ihn nicht immer nur angenehm berührenden Reorganisationen hielt er der WSL die Treue. Immerhin unterbrach er seine dortige, fast

30-jährige Tätigkeit mit einem längeren Studienaufenthalt in Christchurch, Neuseeland, und weilte 1974 für ein Jahr als Gastdozent an der «Mountain Forest and Range Experiment Station» und der «Colorado State University in Fort Collins». Dazu kamen noch längere und kürzere Auslandsreisen an Kongresse oder im Zusammenhang mit forsthydrologischen Beratungen, wie etwa im März 1993 in Taiwan.

Seine Mitarbeiter von der WSL bestätigen (1993), dass er gerne und gut unterrichtete. Ihm wurden sowohl von der ETH wie von der Universität Zürich Lehraufträge in Hydrologie erteilt. In diesem und in anderem Zusammenhang führte er äusserst beliebte Exkursionen mit seinen Studenten aber auch mit unzähligen in- und ausländischen Besuchern durch. Als Exkursionsziel wurde natürlich häufig ein Testgebiet der WSL gewählt. An vielen Fachtagungen war Keller sowohl als Vortragsredner wie als Verhandlungsleiter oder als Mitglied des Organisationskomitees gefragt. Seine Verbindlichkeit und Zuverlässigkeit prädestinierten ihn ebenso wie seine Sprachkenntnisse zum Mitglied verschiedenster Gremien: Hydrologische Kommission (Präsident 1988/91); Schweizerischer Forstverein (im Vorstand während 9 Jahren); International Union of Forestry Research Organisations (IUFRO)-Arbeitsgruppe «Forstliche Hydrologie» (Obmann während 10 Jahren); Fachausschuss «Wald und Wasser» des DVWK (Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau); Koordinator ERB (European Reference Basin Network) usw.

Eine Liste seiner Publikationen findet sich am Schluss dieses Heftes.

Einige persönliche Erinnerungen an den Verstorbenen

Über Hans Kellers Person haben sich schon seine Mitarbeiter (1993) und Felix Naef (1993) geäußert. Ich selber habe ebenfalls einen kurzen Nekrolog verfasst (1993). Um Wiederholungen zu vermeiden, halte ich hier nur noch vier Eindrücke fest:

Zu den hervorstechendsten Merkmalen von Hans Keller gehörten neben profunden Fachkenntnissen eine mitreissende Begeisterungsfähigkeit, ein überaus angenehmer Umgang mit Kollegen jeder Schattierung und eine grosse Liebe zur Natur. Ich schätze mich glücklich, dass ich ihn seinerzeit in der Hydrologischen Kommission der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften kennen- und schätzenlernen durfte. Es lohnte sich immer, ihn um Rat zu fragen, sei es in hydrologischer Hinsicht, sei es bei der Beurteilung der einschlägigen Vereinslandschaft. Nie habe ich es erlebt, dass es dabei um ihn und seine Interessen ging. Er besass bei allem Charme eine bemerkenswerte Nüchternheit. Forsthydrologie und Forstpolitik wusste er stets klar auseinander zu halten und stand eher auf der Seite der Naturwissenschaftler.

Hans Keller konnte auch zwischen Arbeit und Erholung unterscheiden. Es machte ihm nichts aus bei einer Kommissionssitzung oder einer redaktionellen Aufarbeitung von Fachbeiträgen sehr lange auszuharren. Gerne erinnere ich mich an seine diesbezügliche Fähigkeit im Nachgang zur Hochwasseranalyse 1987, die das Bundesamt für Wasserwirtschaft rund einem Dutzend Hochschulinstitute und Privatbüros übertragen hatte. Unermüdlich wirkte Hans Keller dort bei der Vorbereitung und Durchführung der Schlussveranstaltung an der ETH und bei der Redaktion des Schlussberichtes mit. War die Arbeit aber einmal getan oder eine Pause angesagt, konnte er sich und die Arbeit loslassen. Dann war es leicht, mit ihm heiter oder ernst über Gott und die Welt zu sprechen. Noch entspannender war es, wenn man mit ihm den Abend nach einer Exkursion verbringen durfte. Da geschah es etwa, dass er seine Gitarre hervorholte und im Kreise seiner Kollegen Lieder vom «Brunnen vor dem Tore» bis zum «Bonny over the Ocean» anstimmte.

Seit einigen Jahren besuchten Hans Keller und ich zusammen die Anlässe des Dozentenforums beider Zürcher Hochschulen. Es handelte sich dabei um einzelne, mit einem Abendessen verbundene und mit Kammermusik umrahmte Vorträge im Dozentenfoyer der ETH. Die

Referenten, es waren Akademiker aus allen Fakultäten, vermittelten jeweils zu aktuellen Themen Denkanstösse aus christlicher Sicht und regten meist lebhaftere und weiterführende Tischgespräche an. Der ersten Frau von Hans Keller und den drei Kindern bin ich leider nie begegnet. Aber an einem dieser Anlässe des Dozentenforums hat Hans Keller meiner Gattin und mir dann seine zweite *Frau Vreni* vorgestellt, die uns freundlich akzeptierte und impulsiv und fröhlich an allem Anteil nahm. So sassen wir auch Mitte Juni 1993 gemeinsam an einem Tisch, um einen Vortrag über *Sprache und Denken* zu hören und zu verarbeiten – *es sollte unsere letzte Begegnung sein!*

Mehr als einen Monat später fuhr ich mit meinem Wagen ferienhalber dem Bodensee entlang. So nebenbei achtete ich auf eine Zeitungsreklame, die alle paar hundert Meter am Strassenrand aufschien und meine Neugier weckte: «*Seilschaft mit Bergführer abgestürzt*» oder ähnlich lautete die Schlagzeile. Kaum war ich in meiner Unterkunft angekommen, musste ich schmerzlich feststellen, dass mich das etwas anging: Telefonisch erreichte mich die unfassbare Nachricht, dass die besagte Seilschaft aus Frau Vreni, Hans Keller und meinem teilzeitlichen Mitarbeiter, dem Bergführer Willy Schmid, bestanden hatte. Bei einer Tour auf das Zinalrothorn VS waren diese erfahrenen Bergsteiger am 30. Juli 1993 von einem Schneebrett überrascht und in die Tiefe gerissen worden. Der sofort alarmierte und eingeflogene Rettungsdienst vermochte leider nur noch die Leichen zu bergen.

Was soll man zu diesem Ende sagen? Und was wurde nicht alles schon gesagt? – Wir haben mit Hans Keller jedenfalls einen guten Freund und Kollegen verloren. Und wir wurden wieder einmal deutlich daran erinnert, dass auch unserem eigenen Leben und Schaffen Grenzen gesetzt sind.

Literatur

- GONET, C., 1955: La section forestière. In: Eidgenössische Technische Hochschule 1855–1955. Zürich, Neue Zürcher Zeitung. S. 480–486.
- KELLER, H., 1985: Die hydrologische Forschung an der EAFV seit 1889. Mitt. Eidgenöss. Forsch.anst. Wald Schnee Landsch. 61, 2: 746–756.
- KURT A., 1984: Felix Richard. Jahresbericht 1984 der ETH Zürich. S. 75–76.
- Mitarbeiter der Forstlichen Hydrologie, 1993: Zum Gedenken an Hans M. Keller 1936 bis 1993 [Nekrolog]. Schweiz. z. Forstwes. 144, 10: 827–829.
- NAEF F., 1993: Hans M. Keller is dead. Oceanographie-CH 27: 23.
- Schweizerische Centralanstalt für das forstliche Versuchswesen (Hrsg.) 1924: Prof. Dr. Arnold Engler. [Nekrolog]. Mitt. Eidgenöss. Forsch.anst. Wald Schnee Landschaft. 13, 2: I–IV.
- Schweizerische Anstalt für das forstliche Versuchswesen (Hrsg.) 1959: Festschrift zum siebenzigsten Geburtstag von Prof. Dr. sc. techn. und Dr. h.c. Hans Burger, alt Direktor der Eidgenössischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen, 11. Februar 1959. Mitt. Eidgenöss. Forsch.anst. Wald Schnee Landsch. 35, 1: 1–265.
- VISCHER, D., 1988: Robert Lauterburg 1816–1893. In: 125 Jahre Hydrometrie in der Schweiz. Mitt. Landeshydrol.-geol. 9: 51–73.
- Vischer D., 1993: Zum Gedenken an Hans Keller und Willy Schmid. Wasser energ. luft 85, 7/8: 168.
- WEBER, T., 1923: Professor Dr. Arnold Engler. Schweiz. Z. Forstwes. 74, 9: 221–227.

Adresse des Autors:
Prof. Dr. Dr. h.c. Daniel L. Vischer
Versuchsanstalt für Wasserbau
Hydrologie und Glaziologie
ETH-Zentrum
CH-8092 Zürich

Ein Rückblick auf die hydrologische Forschung der WSL im Alptal

Hans Burch

Abstract

Forest hydrology investigation in the Alptal

Hans Keller initiated forest hydrology research in Switzerland with the construction of the first hydrologic and climatic measuring station in the Alptal (Canton Schwyz) in 1968. During the past 25 years hydrological input and output data have been continuously gathered in this small catchment. In the beginning, the primary research goal was to determine the balance between rainfall and runoff in forested watersheds. Several years later, the water quality of rainfall, runoff and groundwater were additionally monitored. In the 1980's research was undertaken to study the transport of sediments in mountain torrents. Today, in order to investigate qualitative, quantitative and chemical changes in hydrological systems, long-term observations are of increasing importance. The analysis of the long-term data is presented with the help of three examples.

Keywords: water balance, runoff, flood event, long-term investigation, water quality, nitrate

1 Einleitung

Die forstliche Hydrologie untersucht die Zusammenhänge zwischen Wald und Wasserkreislauf. Der Wald ist ein vielfältiger Wasserspeicher aber auch ein enormer Wasserverbraucher. Unter Wald verstehen wir sowohl seine oberirdischen und sichtbaren Formen als auch seine unterirdischen und unsichtbaren Bereiche. Stämme, Äste, Zweige sowie Blätter und Nadeln von Bäumen zusammen mit Sträuchern, Kräutern und der Bodenstreu ergeben den oberirdischen Teil des Waldes. Seine Wurzeln bilden zusammen mit dem Boden unter dem Wald die unterirdische Komponente.

Die Hydrologie befasst sich gemäss Definition mit dem Wasser über, auf und unter der Erdoberfläche. Dies beinhaltet sein Vorkommen, seine Verteilung und Zirkulation, seine chemischen und physikalischen Eigenschaften und seine Wechselbeziehungen zur Umgebung.

Forsthydrologisch forschen heisst für uns, dem Weg des Wassers im Wald auf die Spur zu kommen. Welcher Anteil des Niederschlags wird von der Vegetation zurückgehalten? Wie beeinflusst der Wald das kurz- und langfristige Speichervermögen des Bodens in Abhängigkeit der Vorgeschichte? Wieviel Wasser kann der Wald im Vergleich mit anderen Landnutzungsformen verdunsten? Sind die Hochwasserspitzen in bewaldeten Einzugsgebieten tatsächlich kleiner als in unbewaldeten? Können Veränderungen der Wasserqualität im Niederschlag und dem resultierenden Abfluss aus bewaldeten Einzugsgebieten über die Zeit festgestellt werden?

Um solche Fragen beantworten zu können, werden zuverlässige Informationen aus forsthydrologischen Untersuchungsgebieten benötigt. Die dabei gewonnenen Daten werden für Prozessstudien, für Wasser- und Stoffbilanzrechnungen sowie für Zeitreihenanalysen zur Beobachtung der sich allenfalls verändernden Umweltbedingungen verwendet. Erst die Validierung von hydrologischen Modellen mit zuverlässigen Daten ermöglicht es, Simulationsrechnungen für Gebiete ohne langjährige Messreihen durchzuführen. Im folgenden Beitrag wollen wir die hydrologischen Forschungsgebiete im Alptal und ihre Geschichte darstellen, sowie auf ausgewählte Resultate eingehen.

2 Die hydrologischen Einzugsgebiete im Alptal

2.1 Wie fing alles an?

Ende der 50-er Jahre entschied sich die damalige EAFV (Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen) unter der Leitung von Prof. Kurth die forsthydrologischen Forschungsarbeiten wieder zu intensivieren. Anknüpfungspunkt waren die berühmten Versuche von Prof. A. Engler im Rappen- und Sperbelgraben anfangs des Jahrhunderts (ZELLER *et al.* 1985; KELLER 1985). So wurde Hans Keller als junger, begeisterungsfähiger Forstingenieur für zwei Jahre an die State University in Fort Collins, Colorado, USA geschickt, um mit dem «Master of Science in Watershed Management» zurückzukommen. Er begann dann 1963 mit seiner forsthydrologischen Tätigkeit an unserer Forschungsanstalt. Relativ schnell hatte sich Hans Keller für das Alptal als Zentrum seiner Wasserbilanzforschung in kleinen forstlichen Einzugsgebieten entschieden. Nach Beginn der ersten Messungen konnte zwischen 1968 und 1973 jährlich eine neue Abflussmessstation eingerichtet werden. Gleichzeitig wurde ein Niederschlagsbeobachtungsnetz auf zwei Höhenstufen aufgebaut.

Die Installation all dieser Messeinrichtungen erfolgte durch Hans Keller, Walter Hofstetter (ab 1969), Arnold Storrer (ab 1970), Paul Weibel (ab 1973) sowie zwei temporäre Aussendienstmitarbeiter. In dieser Zeit mussten nebst den Bauarbeiten an den neuen Stationen auch die Unterhaltsarbeiten an den bestehenden Stationen sowie der Winterbetrieb sichergestellt werden. Die Probenahmen von Bach- und Niederschlagswasser sowie Eichmessungen an den Abflussmessstationen für die Nachführung der Eichkurven vervollständigten die Arbeiten im Feld. Ab 1974 wurde die Analyse der Wasserinhaltsstoffe von Niederschlag und Abfluss ins Messprogramm aufgenommen.

Die Betreuung der Messstationen, die Aufbereitung der anfallenden Daten sowie die Analyse der Proben im Chemielabor lastete die bestehende Gruppe bereits ordentlich aus. Der Personalbestand stieg stetig an und erreichte im Februar 1989, als aus der Gruppe die Sektion Forstliche Hydrologie entstand, mit 11,4 Personenjahren (PJ) ihr Maximum.

2.2 Entwicklung des Alptaler Messnetzes

Der Beobachtungszeitraum erstreckt sich im Vogelbachgebiet von 1967 bis heute. Praktisch alle temporären Messeinrichtungen an den Gerinnen wurden dann beim Hochwasser vom 23. Juni 1974 zerstört. Nach einer ersten Sichtung der damals vorliegenden Daten entschloss man sich, von den ehemals 11 Gebieten drei wieder in Betrieb zu nehmen und mit permanenten Messeinrichtungen auszurüsten (vgl. Tab. 1). Bereits im Sommer 1975 konnte der Betrieb am Vogel- und Lümpebach aufgenommen werden, während im Erlenbach erst 1978 mit den kontinuierlichen Messungen begonnen werden konnte. So sind im Laufe der Zeit insgesamt 11 Bachgebiete mit verschiedener naturräumlicher Ausstattung während unterschiedlicher Zeitperioden in die Untersuchungen einbezogen worden (Forstliche Hydrologie 1993). Die drei noch heute in Betrieb stehenden Einzugsgebiete haben sich während der Untersuchungsphase auch weiterentwickelt. In allen drei Gebieten wurde das forstliche Wegnetz mit asphaltierten Strassen ausgebaut. Während das Lümpebengebiet touristisch mit zwei Skiliftanlagen und diversen Skipisten erweitert wurde, versuchte man das Einzugsgebiet des Erlenbaches vor einer geplanten Aufforstung zu drainieren. Der bescheidene Erfolg der systematischen Aufforstung war der Anlass, das Gebiet der Naturverjüngung zu überlassen.

Aus Gründen der Datensicherheit wurden mit der Einführung der Datenlogger ab 1981 alle relevanten Messparameter mit zwei unabhängigen Messsystemen erfasst und getrennt aufgezeichnet. Zuverlässig arbeiten nach wie vor die vollmechanischen Geräte. Für die stromabhängigen Erfassungsgeräte steht pro Station ein Batteriepaket zur Verfügung, welches Netzunterbrüche von einigen Stunden überbrücken kann. Im Gegensatz dazu sind die lei-

Tab. 1. Die Charakteristiken der Einzugsgebiete im Alptal (Kt Schwyz)

		Oberer Vogelbach	Malosenbach	Vogelbach	Lümpenenbach	Frifangbach	Butzbach	Gämschbach	Etterebach	Zwäckenbach	Erlenbach	Teufbach
Gebiets-Nr.		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Fläche	ha	72	44	155	93	108	132	52	94	319	64	95
Exposition	-	ENE	E	ESE	ESE	E	NW	WNW	WNW	WNW	W	WNW
Waldanteil	%	56	33	63	19	38	62	93	60	51	39	38
Nassflächen	%	37	30	25	24	20	35	4	40	48	61	62
Weideanteil	%	7	37	12	57	42	3	3	0	1	0	0
Messbeginn	Jahr	1968	1969	1968	1972	1970	1969	1969	1971	1971	1978	1971
Messende	Jahr	1970	1971	offen	offen	1974	1971	1975	1977	1973	offen	1973

stungsintensiven Installationen wie Heizungen und die Flutlichtanlage im Erlenbach nur direkt ans Netz angeschlossen. Heute verfügt jede Station in der Messhütte über einen Netz- und Telefonanschluss sowie über moderne Datenerfassungsgeräte und Modems für die Verbindung zur WSL. Auf die detaillierte Ausrüstung der Stationen wird in einem späteren Kapitel eingegangen.

2.3 Topographie, geographische Lage

Die hydrologischen Untersuchungsgebiete liegen ausschliesslich in der südlichen Hälfte des Alptals/SZ (Abb. 1). Der Talgrund des durchschnittlich 3 bis 4 km breiten Tales liegt zwischen 900 und 1100 m ü.M. Während das Tal im Westen und Osten durch je eine Hügelkette von etwa 1500 m ü.M. abgegrenzt wird, bilden im Süden und Südwesten der Grosse und der Kleine Mythen eine Barriere, und im Norden gegen Einsiedeln hin ist das Tal offen. Durch seine Lage in den nördlichen Voralpen ist das Tal der Alp vor mittelländischen Immissionen recht gut geschützt.

Des weiteren liegt das Tal in praktischer Reichweite von Birmensdorf. Eine intensive Betreuung der Felduntersuchungen stellt die Forscher vor keine grossen logistischen Probleme. Nicht zuletzt hat auch die wohlwollende Unterstützung der lokalen Behörden, der Grundeigentümer und des Forstdienstes die Wahl des Standortes Alptal stark begünstigt.

2.4 Witterung und Klima

Durch die Kessellage des Alptals verstärkt sich die Tendenz zu Starkniederschlägen am Nordfuss des Mythen. Das Alptal mit einem Jahresniederschlag von meist mehr als 2000 mm liegt deutlich über dem schweizerischen Durchschnitt von etwa 1500 mm. Dies manifestiert sich in der Zunahme der Jahresniederschläge von Norden nach Süden: (Einsiedeln 1650 mm, Vogelbach 2170 mm, Lümpenenbach 2290 mm). Die saisonale Verteilung der Niederschläge zeigt ein leichtes Maximum in den Sommermonaten (Abb. 2). Bemerkenswert sind jedoch die grossen Bandbreiten zwischen den minimalen und maximalen monatlichen Niederschlägen. Die vielen Niederschläge führen oft zu mittleren und grossen Hochwassern. So ist es nicht weiter verwunderlich, dass die Seitenbäche mit mittleren Hangneigungen zwischen 27% (Lümpenen) und 64% (Gämschbach) ohne Ausnahme Wildbäche sind, die diesen Namen verdienen.

Abb. 1. Übersicht über die Forschungsgebiete der WSL im Alptal (Kartenausschnitt 1:25 000, Blatt 1152) Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 22. 8. 1994.

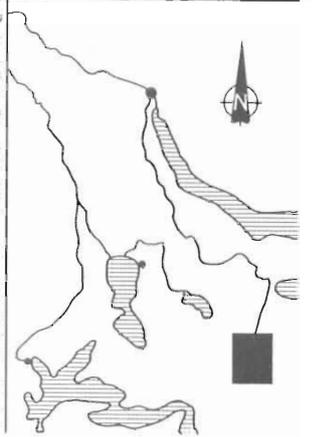


⊙ Klimastation

⊙ Registrierendes Niederschlagsmessgerät (Wippe u/o Waage)

○ Totalisator

➤ Abflussmessstation



In den Höhen von 1000 bis rund 1600 m ü.M. können Nassperioden und Trockenzeiten fast zu jeder Jahreszeit vorkommen. Diese Wechsel sind für das Tal typisch und für Forschungszwecke gesucht.

Für die hydrologische Bilanzierung brauchen wir Informationen über den Auf- und Abbau der Schneedecke und insbesondere deren Wasseräquivalent. Stellvertretend sei hier in Abbildung 3 die Schneehöhenverteilung der Freilandstrecke 3B bei der Klimastation Vogelbach (1150 m ü.M) aufgezeichnet.

Die Jahresmitteltemperatur auf 1150 m ü.M. liegt bei 4,9 °C (Abb. 4). Während der 25jährigen Beobachtungsdauer konnte eine leichte Zunahme der Jahresmitteltemperatur um 0,4 °C festgestellt werden. Die aufgeführten Monatsmittel des Augusts unterstreichen diese Aussage, während die Monatsmittel des Januars keinen offensichtlichen Trend aufweisen.

Ob nun diese Veränderung natürlichen Ursprungs ist oder menschlichen Aktivitäten zuzuordnen ist, kann nicht mit einer einzelnen Messreihe beantwortet werden. Für eine gesicherte Aussage über Klimaänderungen braucht es eine Vielzahl solcher Messreihen. Mit der Station Alptal kann für diese aktuelle Frage eine 25jährige Reihe zur Verfügung gestellt werden.

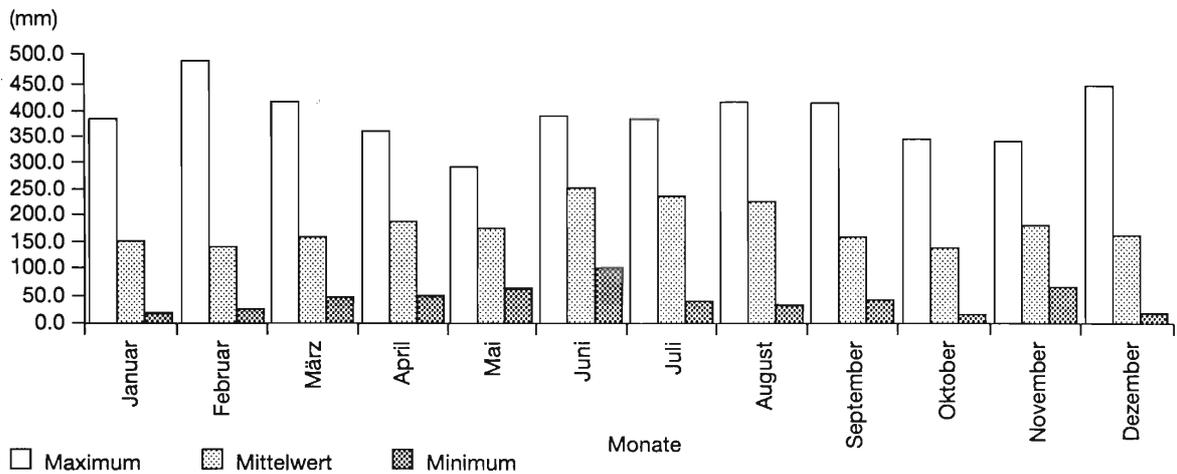


Abb. 2. Monatswerte der Niederschläge an der Klimastation 3B (Vogelbachwald) im Alptal für die Periode von 1968–1993.

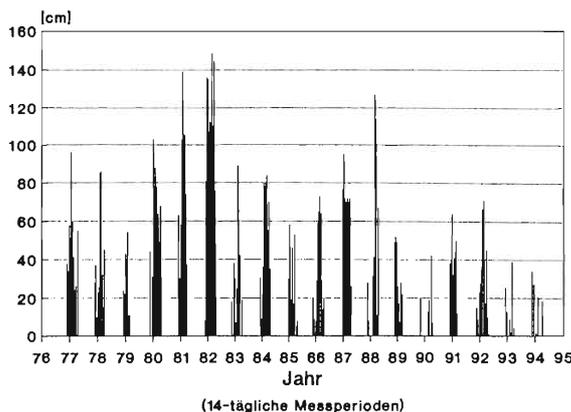


Abb. 3. Schneeverhältnisse an der Klimastation 3B (Vogelbachwald) im Alptal: Jeder vertikale Strich entspricht einer Messung der Schneehöhe im Messintervall von 14 Tagen. Für die beobachtete Zeitperiode von 1976–1993 ist ein Trend zu schneeärmeren Wintern ersichtlich.

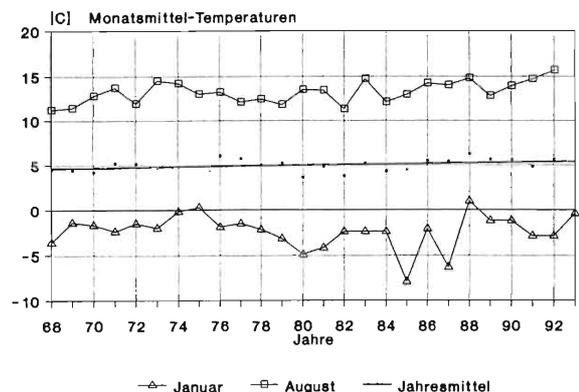


Abb. 4. Lufttemperaturen an der Station Vogelbach im Alptal von 1968–1993. Dargestellt sind die Jahresmittel, sowie die Monatsmittel der Monate Januar und August.

scale of 1000 cm³ cores at least demonstrated that many forest soils he researched were capable of absorbing most of the heavy storms.

It is the merit of Hans Burger, Engler's successor and Hans Keller's indirect predecessor, to have recognized that process studies may add new views to the debate. He demonstrated infiltrability differences among forest soils, arable soils, densified pasture soils, and even forest soils which were frequently used as camp grounds (BURGER 1927, 1929, 1932, 1937, 1940).

Table 1. Information on the data from Burger's experiments (N=76)

	q_s cm/s	e_{ma} cm ³ /cm ³
Mean	0.0219	0.093
Minimum	0.0021	0.023
Maximum	0.25	0.196
Variance	0.0015	0.0022

In many cases, Burger's selection of research sites may have been politically motivated and thus he may also have crossed the subtle line towards being biased. In addition, he compiled his data in an impressive number of tables, unfortunately most of them as linear averages of three to ten samples per site. A revision of his data in the light of approaches similar to the one presented in Eq. [1] is not possible without having access to the raw data. His numerous infiltration measurements all over Switzerland during a period of about 20 years, and the corresponding air capacity measurements of a huge number of soil samples, have almost entirely been forgotten. It seems that Burger has lost personal interest in the methods he previously developed so carefully and convincingly. Neither contemporaries nor successors seem to have carried on his work.

Drowned with many other chores at the Swiss Federal Forest Research Station, he did not stress strongly enough the theoretical framework of his genial method, thus leaving it at the level of an empirical test. His concept could therefore not compete with rapidly emerging ideas put forward by groundwater and soil hydrologists. They published new approaches on water flow in soil and groundwater systems at the time of Burger's most intensive field investigations. They used tools from physics, mathematics, and civil and chemical engineering like MEINZNER (1923), who divided the porous media into a saturated ground water region, an almost completely saturated capillary fringe and a non-saturated zone; FORCHHEIMER (1930) re-discovering DUPUIT's (1863) approach of steady saturated flow between two parallel drainage ditches, and THEIS (1935), who dealt with unsteady ground water draw down. In the area of soil hydrology there were BUCKINGHAM's (1907) introduction of the capillary potential-soil moisture relation, GREEN and AMPT's (1911) approach to infiltration into non-saturated soils, and RICHARDS's (1931) concept of soil water diffusivity.

4 From profiles to hill slope segments to catchments

MENZEL and DEMUTH (1993) observed in the weighing lysimeter (diameter 2.0 m, 2.5 m deep, under permanent grass cover) in the Rietholzbach catchment rapid drainage responses within hours to single days after intensive rains when the soil was fairly wet. Yet, hydrodynamic dispersion of bromide followed the well-known Gaussian distribution when time was replaced by cumulative drainage. More than half a year lapsed from the application of the bromide solution to the concentration maximum in the drainage water at the 2.5 m-depth, indicating a dual-porosity behavior of some sort.

STRESKY (1991), following the tracks of AUBERTIN (1971), studied the spatial distribution of dye within a soil block in situ at the Hubbard Brook Experimental Watersheds, New Hampshire (USA). He dissected the soil block after adding methylene blue to the water of the last sprinkling experiment. His results, as they are shown in Figure 1, indicate an intricate 3-dimensional pattern of flow paths. The sizes of network and of the individual channels are well suited to absorb the heaviest storms.

Luck has it, that I got my first research grant in the USA with the Hubbard Brook Experimental Watersheds through Bob Pierce, a dear friend of Hans Keller's, while I was serving as Assistant Professor of Hydrology at the University of Virginia's Department of Environmental Sciences. Bob and I, but mainly our graduate students, rained artificially on an isolated block of forest soil (2.6 x 2.0 m and 70 cm deep, slope angle 9%). Subsequently, we measured drainage flow which we collected along the impermeable glacial till at the bottom of the soil block. In some instances, we observed first drainage flow at the 70 cm-depth within 6 to 15 min after the onset of sprinkling, in other cases we did not observe any drainage flow at all, depending on antecedent soil moisture. The intensities of sprinkling ranged from 1.3 to 3.0 x 10⁻⁵ m/s (GERMANN *et al.* 1986), corresponding to rates from 48 to 108 mm/h. Therefore, wetting propagated with an average vertical velocity from 3 to 10 cm/min. Further estimates of soil and flow parameters are compiled in GERMANN (1990). Whatever the velocity of the wetting front propagation might have been, in none of the 10 infiltration-drainage experiments at the small plot scale did we observe surface runoff.

BÜRGI (1994) followed infiltration in a soil block (1.0 m wide, 3.5 m long, slope angle 25%) on a hillslope under pasture in the Spissibach catchment (Berner Oberland) with rapid soil moisture measurements, applying automatized TDR and tensiometer devices. She studied the effects of both natural and artificial rainfall events on the quick distribution of the infiltrating water. Neither lateral subsurface nor surface flow were observed, even after applying 50 mm of water within 1 h. Most of the measurements indicated an increase of soil moisture and its capillary potential at the 80 cm-depth within utmost 2 h after the onset of either heavy rain or sprinkling.

The importance of rapid infiltration, be it under forest cover or in agricultural soils, was recognized on the system scale in the Rietholzbach catchment. When we calculated the water balance of the heavy storm of August 7 and 8, 1978, about 50 mm of the total rain of about

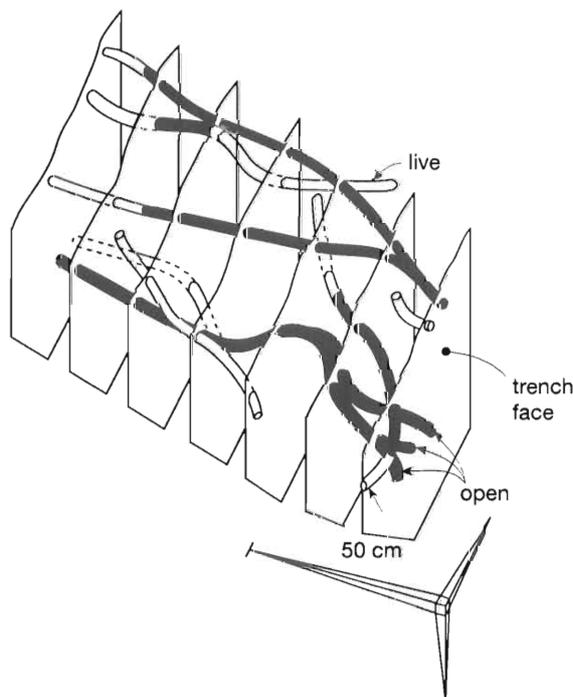


Fig. 1. Traced flow paths in a forest soil (STRESKY 1991)

150 mm were not accounted for when the measured soil moisture increases were included. It was concluded from detailed considerations that about 20 to 70 mm had infiltrated rapidly, had by-passed the denser clay layers and had reached deeper and coarser horizons (GERMANN 1993).

5 Conclusions

Numerous articles deal with quick infiltration into well structured soils (BEVEN and GERMANN 1982, and many articles since then). Not all of the sites are under forest cover and not all forest soils are well structured. However, it is safe to state that forests enhance soil structures favoring infiltration while many other soil management practices are more prone to the destruction of these structures. A more differentiated view on the forest hydrologic hypothesis thus seems justified.

The combined field and laboratory investigations by Burger at the process scale were important steps towards a more differentiated look at the forest hydrologic hypothesis. For reasons not clear today Burger did not follow up on his method, and his important contribution is doomed to get lost.

The large scale reforestations from the 1920's to the 1950's of heavily densified pasture soils in the Swiss flysch region may not yet have produced everywhere the soil structures needed to prevent surface run-off. Furthermore, the densely arranged drainage ditches may even accelerate run-off from the ameliorated forests, possibly more enhancing than mitigating peak flow. An updated version of Burger's approach might be helpful today when planners have to decide which ameliorated forest sites of the first generation, today in need of expensive maintenance work and rejuvenation, are really worth the investments.

6 Literature

- AUBERTIN, G.M., 1971: Nature and extent of macropores in forest soils and their influence on subsurface water movement. Forest Service Research Paper NE(US) 192 PS.
- BEVEN, K.; GERMANN, P., 1982: Macropores and water flow in soils. *Water resour. res.* 18, 5: 1311–1325.
- BOUMA, J.; HILLEL, D.; HOLE, F.D.; AMERMAN, C.R., 1971: Field measurement of unsaturated hydraulic conductivity by infiltration through artificial crust. *Proc. Soil sci. soc. Am.* 35: 362–364.
- BUCKINGHAM, E., 1907: Studies on the movement of soil moisture. U.S. Department of Agriculture Bureau of Soils, Washington, Bulletin 38.
- BURGER, H., 1922: Physikalische Eigenschaften von Wald- und Freilandböden. *Mitt. Eidgenöss. Forsch.anst. Wald Schnee Landsch.* 13, 1: 1–221.
- BURGER, H., 1927: Physikalische Eigenschaften von Wald- und Freilandböden. *Mitt. Eidgenöss. Forsch.anst. Wald Schnee Landsch.* 14, 2: 201–250.
- BURGER, H., 1929: Physikalische Eigenschaften von Wald- und Freilandböden. *Mitt. Eidgenöss. Forsch.anst. Wald Schnee Landsch.* 15, 1: 51–104.
- BURGER, H., 1932: Physikalische Eigenschaften von Wald- und Freilandböden. *Mitt. Eidgenöss. Forsch.anst. Wald Schnee Landsch.* 17, 2: 299–322.
- BURGER, H., 1937: Physikalische Eigenschaften von Wald- und Freilandböden. *Mitt. Eidgenöss. Forsch.anst. Wald Schnee Landsch.* 20, 1: 5–100.
- BURGER, H., 1940: Physikalische Eigenschaften von Wald- und Freilandböden. *Mitt. Eidgenöss. Forsch.anst. Wald Schnee Landsch.* 21, 2: 223–249.
- BÜRGI, Therese, 1994: Bestimmung der Dynamik des Bodenwassers mittels Tensiometern und TDR-Sonden unter Feldbedingungen. Diplomarbeit, Geographisches Institut Universität Bern. pp. 91.
- DUPUIT, J., 1863: *Etudes théoriques et pratiques sur les mouvements des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables.* Paris, Dunod.

- EDWARDS, W.M.; NORTON, L.D.; REDMOND, C.E., 1988: Characterizing macropores that affect infiltration into non-tilled soil. *Soil sci. soc. Am.*, j. 52: 483–487.
- ENGLER, A., 1919: Untersuchungen über den Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer. *Mitt. Eidgenöss. Forsch.anst. Wald Schnee Landsch.* 12: 1–626.
- FORCHHEIMER, P., 1930: *Hydraulik*. Stuttgart, Teubner.
- GERMANN, P.F., 1990: Macropores and hydrologic hillslope processes. In: Burt T.P.; Anderson, M.G. (eds) *Process Studies in Hillslope Hydrology*. New York, Wiley. Chapter 10: 327–363.
- GERMANN, P.F., 1993: Ein schicksalträchtiges Hochwasser. In: Grebner, D. (Hrsg.) *Aktuelle Aspekte in der Hydrologie. Festschrift zum 60. Geburtstag von H. Lang*. Zürcher Geographische Schriften 53: 185–192.
- GERMANN, P.F.; BEVEN, K., 1981: Water flow in soil macropores III. A statistical approach. *J. soil sci.* 32: 31–39.
- GERMANN, P.; DIPIETRO, L., 1994: When is porous media flow preferential? *J. Europ. Soil Sci.* (submitted).
- GERMANN, P.F.; PIERCE, R.S.; BEVEN, K., 1986: Kinematic wave approximation to the initiation of subsurface storm flow in a sloping forest soil. *Adv. Water resour.* 9: 70–76.
- GREEN, W.H.; AMPT, G.A., 1911: Studies on soil physics I. Flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci.* 4: 1–24.
- IVES, J.D.; MESSERLI, B., 1989: *The Himalayan dilemma -Reconciling development and conservation*. Routledge, London, 295 p.
- KELLER, H.M., 1984: European experiences in long-term forest hydrology research. p.407–414. In: SWANK, W.T.; CROSSLEY, D.A., Jr. (eds) *Forest Hydrology and Ecology at Coweeta*. Ecological Studies 66; New York, Berlin, Springer. 469 p.
- MEINZNER, O.E., 1923: The occurrence of groundwater in the United States, with a discussion of principles. U.S. Geol. Surv. *Water-Supply Paper* 489.
- MENZEL, L.; DEMUTH, N., 1993: Tracerhydrologische Untersuchungen am Lysimeter Rietholzbach. *Berichte und Skripte des Geogr. Instituts der ETH-Zürich* 52: 27.
- RICHARDS, L. A., 1931: Capillary conduction of liquids in porous mediums. *Physic* 1: 318–333.
- STRESKY, S.J., 1991: Morphology and flow characteristics of pipes in a forested New England hillslope. M.S.-thesis in Hydrology, University of New Hampshire. 131 p.
- THEIS, C.V., 1935: The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *Trans. Am. geophys. union* 2: 519–524.

Dedication

In memory of my friendship with him, I dedicate this article to Hans Keller. I was fortunate to have occupied an office next to his at the Swiss Forest Research Station during my seven-year assistantship with the Chair of Soil Physics at the ETH. He not only introduced me to the Engadin Cross Country Ski Marathon but, more importantly, to catchment hydrology. This introduction culminated in my three-year post-doctoral fellowship with the team of the Rietholzbach Catchment.

Address of the author:
 Prof. Dr. Peter F. Germann
 Geographisches Institut der Universität Bern
 Abteilung Bodenkunde
 Hallerstrasse 12
 CH-3012 Bern
 Switzerland

Wie reagiert ein Einzugsgebiet auf extreme Niederschläge? Alte und neue Ideen und Experimente

Felix Naef, Simon Scherrer, Andrew Faeh

Abstract

How does a catchment behave under extreme precipitation? Old and new ideas and experiments

In the case of flood determination the commonly used methods are often questionable as to their accuracy and sometimes even based on disputed concepts. Basic questions concerning flood formation remain to date unanswered. In the following paper the question as to the validity of the methods used in Switzerland to estimate flood discharges is examined. A comparison is made with the results of rainfall simulation experiments. It is shown that the travel time method almost always results in an overestimation of flood discharges. The SCS method has a more realistic basis, though the parameters used to differentiate soils, namely vegetation and soil type, are insufficient and unable to provide a reliable prediction of catchment behaviour. The Kölla method approximates the main flood forming processes well but can not replace a more detailed catchment evaluation. Rainfall experiments show that flood discharges are often determined by still little understood subsurface flow processes and that even under extreme precipitation there may be no contribution from large parts of catchments. The observed processes are too complex for a simple procedure to be proposed for flood evaluation.

Keywords: flood formation, flood evaluation, rainfall simulation, catchment retention, extreme precipitation, subsurface flow

1 Einleitung

Nicht nur nach verheerenden Hochwassern wie in Brig im September 1993, sondern überall, wo Gewässer durch hohe Abflüsse Schäden verursachen können, stellt sich die Frage, auf welche Abflüsse Schutzmassnahmen zu dimensionieren sind. Hochwasser richten schon seit Beginn der kulturellen Entwicklung Schäden an. Aber trotz enormer Anstrengungen sind die grossen Flüsse noch nicht «gebändigt», wie die Erfahrung im letzten Jahr mit dem Mississippi zeigt. Dies gilt noch mehr für kleinere Flüsse, für deren Schutz kein so grosser Aufwand betrieben werden kann.

Der Schutz gegen Unglücke und Naturkatastrophen kann nicht absolut sein. Es geht deshalb darum, einen Abfluss festzulegen, der nur mit einer kleinen Wahrscheinlichkeit erreicht oder überschritten wird. Die Grösse des akzeptierten Risikos ist von verschiedenen Kriterien abhängig. In Entwicklungsländern, wo die Mittel zur Verbauung der Flüsse fehlen, treten im Abstand von wenigen Jahren oder Jahrzehnten verheerende Katastrophen auf mit Tausenden von Toten und riesigen Schäden. In unseren Breiten wird meist ein Schutz gegen 100jährige Hochwasser angestrebt. Man nimmt dabei in Kauf, dass Hochwasser mit kleinerer Auftretenswahrscheinlichkeit als einem Prozent im Jahr Schäden anrichten können. Ist allerdings das Schadenpotential sehr gross, wird ein höherer Schutz angestrebt. So werden Hochwasserentlastungen von Talsperren auf 1000jährige oder noch seltenere Ereignisse dimensioniert.

Für die Projektierung ist die Grösse des Dimensionierungshochwassers eine wesentliche Grundlage. Es mag deshalb erstaunen, dass die dazu üblicherweise benutzten Verfahren von fraglicher Genauigkeit sind und auf groben und teilweise umstrittenen Vorstellungen beruhen,

und dass heute grundsätzliche Fragen bezüglich der Entstehung von Hochwassern noch nicht geklärt sind.

Dafür sind im wesentlichen zwei Gründe verantwortlich. Erstens sind Hochwasser selten, und zwischen der Ausführung eines Projektes und seiner Erprobung durch ein extremes Ereignis liegt meist eine grössere Zeitspanne. Überdimensionierte Projekte versagen ja nicht, sie sind einfach zu teuer, und die hohen Baukosten sind nach einigen Jahren vergessen. Deshalb werden Fehldimensionierungen und die mangelhaften Grundlagen der hydrologischen Abklärungen oft nicht realisiert. Zusätzlich ist unser Umgang mit Risiken irrational. Obwohl die Wahrscheinlichkeit, bei einem Autounfall ums Leben zu kommen, grösser ist als bei einem Flugzeugunfall zu sterben oder im Lotto den Hauptgewinn zu erzielen, fürchten sich viele mehr vor dem Fliegen oder hoffen auf den grossen Gewinn, und nur wenige meiden das Autofahren. Noch schwerer fällt es, die Konsequenzen einer 0,5%, 1% oder 5% jährlichen Überflutungswahrscheinlichkeit gegen unterschiedliche Projektkosten abzuwägen.

Der zweite Grund liegt im Mangel an Kenntnissen über extreme Ereignisse. Die wenigsten Pegel an unseren Gewässern sind schon so lange in Betrieb, dass sie ein 100jähriges Ereignis erlebten. Und tritt ein solches Ereignis auf, wird der Pegel sehr oft zerstört. Das Netz der Regenmesser ist selten dicht genug, um die räumlich und zeitlich stark variablen Niederschläge mit genügender Genauigkeit aufzuzeichnen; die Länge der Messreihe ist zu kurz, um statistische Untersuchungen über Grösse und Häufigkeit von extremen Gebietsniederschlägen zu erlauben. Damit fehlen wesentliche Grundlagen für die Untersuchung der Vorgänge bei extremen Hochwassern.

So werden hydrologische Abklärungen auch bei grossen Projekten oft mit wenig Aufwand durchgeführt. Heute sind Hochwasserschutzprojekte aber so teuer, dass sorgfältige Abklärungen verlangt werden, die ein Verständnis der massgebenden Prozesse voraussetzen. In einem, im Rahmen des Nationalen Forschungsprogrammes 31 «Klimaveränderungen und Naturkatastrophen» finanzierten Projekt, werden deshalb die Vorgänge im und auf dem Boden bei künstlich erzeugten Starkregen erforscht.

Im folgenden werden die Ergebnisse dieser Berechnungsversuche mit den Resultaten der in der Schweiz zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen verwendeten Verfahren verglichen.

2 Grundlagen der gebräuchlichsten Schätzverfahren

2.1 Laufzeitverfahren

Mit dem Laufzeitverfahren (SNV 1970a, 1970b; ZELLER 1981) werden häufig Abflüsse aus kleineren Gebieten ermittelt. Die Grundlagen des Verfahrens sind leicht nachvollziehbar und die Anwendung ist unkompliziert. Das Verfahren wurde entwickelt, um Abflüsse aus versiegelten Flächen abzuschätzen; heute wird es aber auch oft auf natürliche Einzugsgebiete angewendet. Nach den Vorstellungen des Laufzeitverfahrens tragen zu Beginn eines Niederschlagsereignisses die untersten Teile eines Einzugsgebietes zum Abfluss bei. Die beitragende Fläche vergrössert sich solange, bis das gesamte Gebiet zum Abfluss beiträgt. Bei gleichbleibender Niederschlagsintensität nimmt demnach der Abfluss zu, bis auch der entfernteste Punkt des Einzugsgebietes zum Abfluss beiträgt. Der maximale Abfluss ergibt sich nach dem Laufzeitverfahren, wenn die Niederschlagsdauer der Zeit entspricht, die ein Wassertropfen benötigt, um vom hintersten Punkt des Einzugsgebietes bis zum massgebenden Querschnitt zu gelangen. Nach der Theorie setzt sich diese Zeit zusammen aus der Anlaufzeit (Zeit, die verstreicht, bis der Boden genügend benetzt ist, dass Oberflächenabfluss auftritt, und Zeit, die dann ein Tropfen benötigt, um das Gerinne zu erreichen) und der Laufzeit im Gerinne. Je kürzer die gesamte Fliesszeit ist, desto grösser ist die massgebende Niederschlagsintensität und damit

der Hochwasserabfluss. Neben der Niederschlagsintensität müssen Anlaufzeit, Laufzeit im Gerinne und Abflusskoeffizient (Anteil des Niederschlags, der nicht versickert, sondern sofort abfließt) festgelegt werden. Von diesen Parametern ist die Gerinnelaufzeit am einfachsten zu bestimmen. Die Anlaufzeit und der Abflusskoeffizient werden anhand von Tabellen und Formeln bestimmt, deren wissenschaftliche Basis jedoch sehr umstritten ist.

Das Laufzeitverfahren betrachtet den Abfluss an der Oberfläche; die Vorgänge im Boden werden nur über den Abflusskoeffizienten berücksichtigt. Das im folgenden beschriebene SCS-Verfahren legt nun das Hauptgewicht auf die Speicherkapazität des Bodens.

2.2 Das SCS-Verfahren

Einer zunehmenden Beliebtheit erfreut sich ein Verfahren, das vom US-Soil Conservations Service (SCS) zur Berechnung des Oberflächenabflusses vorgeschlagen worden ist (DWWK 1984; SCHULZ 1982). Es wird nicht nur in der ursprünglichen Form verwendet, sondern ist leicht modifiziert in verschiedene hydrologische Programmpakete eingebaut. Auch beim SCS-Verfahren sind die Grundlagen einfach. Danach ist der Boden ein Wasserspeicher mit einer begrenzten Kapazität. Die Infiltrationsrate ist umgekehrt proportional zur momentanen, relativen Füllung des Speichers. Im konkreten Fall wird zuerst anhand der Kriterien Bewuchs, Bodenart und Vorfeuchte als Mass für das Speichervermögen des Bodens ein CN-Wert (Curve Number) festgelegt. Mit diesem CN-Wert kann der Anteil des abflusswirksamen Niederschlages berechnet werden. Die Verformung des Abflusses wird durch die Fließvorgänge im Gerinne mit einem Unit Hydrograph berücksichtigt.

2.3 Das Verfahren Kölla

Im Rahmen eines früheren Nationalfondsprojektes wurde von Kölla ein Verfahren entwickelt, das neuere Erkenntnisse der Abflussbildung berücksichtigt (KÖLLA 1987). Zur Erklärung der Unterschiede zwischen Gebieten, die auch auf ergiebige, langandauernde Niederschläge kaum reagieren, und solchen, die, kaum ist der erste Tropfen gefallen, schon Hochwasser führen, wird die aufsummierte Gerinnelänge herangezogen. Auf wenig durchlässigen Böden entsteht rasch Oberflächenabfluss, was zu einem dichten Gerinnenetz und grossen Hochwassern führt. Auf durchlässigen Böden entsteht kaum Oberflächenabfluss, und es prägt sich nur ein lockeres Gerinnenetz aus. Flächen, die nicht nahe an einem Gerinne liegen, tragen auch bei ausgiebigen Niederschlägen kaum zum Hochwasser bei. Bevor Oberflächenabfluss entsteht, müssen die beitragenden Flächen gesättigt werden. Das notwendige Niederschlagsvolumen wird durch die Grösse des Bodenspeichers bestimmt. Im Gegensatz zum Laufzeitverfahren bestimmt nicht die reine Laufzeit die massgebende Niederschlagsdauer, es ist vielmehr die Zeit, die zur Sättigung des Bodens benötigt wird; im Gegensatz zum SCS-Verfahren regelt nicht die Grösse des Bodenspeichers den Anteil des Niederschlags, der abfließt, sondern die Dichte des Gerinnenetzes und damit die zum Abfluss beitragende Fläche des Einzugsgebietes.

3 Berechnungsversuche

Die vorgängig aufgeführten Verfahren unterscheiden sich wesentlich in ihrem Konzept und in ihren Resultaten. Wie soll man entscheiden, welches Konzept zutrifft, wenn nur wenige zuverlässige Daten über extreme Hochwasserereignisse vorliegen? Eine Möglichkeit bilden Versuche mit künstlicher Beregnung, bei denen sich problemlos 100- oder 1000jährige Niederschlagsintensitäten erzielen lassen. Allerdings sind die beregnbaren Flächen begrenzt,

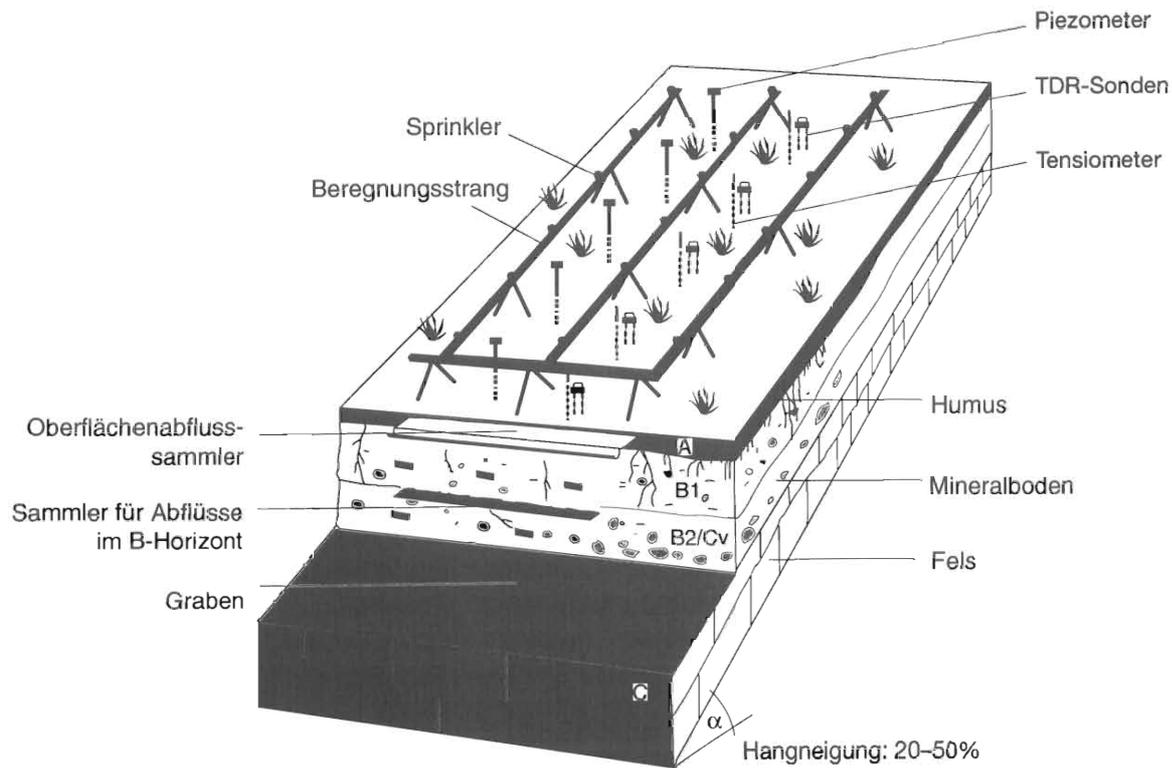


Abb. 1. Der Aufbau eines Beregnungsversuches zur Beobachtung von Oberflächenabfluss und Abfluss im Boden bei intensiven Niederschlägen.

Tab. 1. Charakterisierung der Versuchsorte.

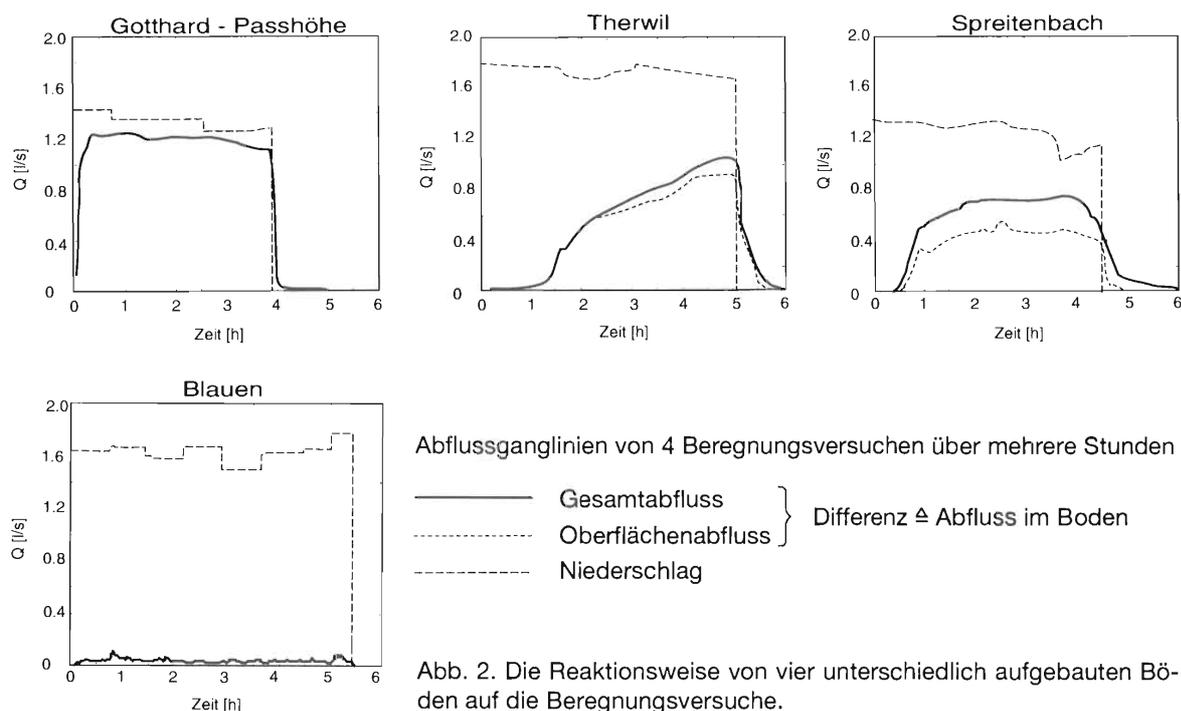
	Gotthard 2100 m ü.M. Zentralalpen	Therwil 350 m ü.M. Nordwestschweiz	Spreitenbach 500 m ü. M. Mittelland	Blauen 530 m ü.M. Nordwestschweiz
Boden	Regosol-Podsol, bestehend aus einem mächtigen Oberboden (Rohhumus) aus leicht siltigem Sand mit hohem organischen Gehalt	Parabraunerde-Pararendzina: Ober- und Unterboden aus tonig-siltigem Sand; Sandgehalt gegen unten zunehmend. Zahlreiche Makroporen (Risse und Wurmgänge)	Braunerdeboden: Oberboden sandiger Silt, Unterbodengut durchwurzelt mit geringem Skelettgehalt	Rendzina: Ober- und Unterboden siltigtöniger Lehm; Unterboden Skelettgehalt 30–40%
Mächtigkeit	1,2 m	>1,5 m	0,9 m	0,65 m
Vegetation und Nutzung	alpiner Borstgrasrasen, extensiv als Weide und Militärübungsplatz genutzt	artenarme Fettwiese, extensive Mähwiesen- und Weidnutzung	Buchenmischwald (Altbestand mit Unterholz)	artenreiche Magerwiese, Pferdeweide
Geologie	Lokalmoränenschutt über Gotthard-Granit	Cyrenenmergel (Elsässer Molasse)	Rissmoräne	verkarsteter Malmkalk
Hangneigung	30–45%	21–24%	43%	30–44%

bei den hier beschriebenen Versuchen auf 60 m². Dies ist wenig im Vergleich zu einem natürlichen Einzugsgebiet. Die entscheidenden Prozesse finden jedoch auf solchen Flächen statt; sobald das Wasser das Gerinne erreicht hat, gehorcht es den recht gut bekannten Fließgesetzen. Die bei kleinen Flächen wichtigen Randeffekte dürfen aber bei der Interpretation der Resultate nicht vernachlässigt werden.

Die Beregnungsanlage wurde an Hängen von 20 bis 50% Neigung installiert (siehe Tab. 1) und Flächen von 4 m Breite und 15 m Länge mit Intensitäten zwischen 50 und 120 mm/h während mehreren Stunden beregnet. In einem Graben unterhalb des Beregnungshanges wurde das im Boden abfließende Wasser aufgefangen und gemessen. Auch konnten die Abflussprozesse in bevorzugten Fließwegen, wie z.B. in Tiergängen, im Bereich abgestorbener Wurzeln oder Schwundrissen und der langsame Fluss durch die eigentliche Bodenmatrix beobachtet werden (Abb. 1).

Der Oberflächenabfluss wurde am Grabenrand gefasst, die Flüsse aus dem Boden bei skelettarmen Böden über einer stauenden oder weniger durchlässigen Bodenschicht aufgefangen. Der Verlauf der Bodenfeuchte wurde mit TDR-Sonden (Time Domain Reflectometry) im Hang in den obersten 30 cm Boden und im Bodenprofil gemessen. Parallel dazu wurde über die Saugspannungen die Befeuchtung der Bodenhorizonte überwacht, und zur Feststellung gesättigter Bereiche im Boden wurden Piezometer (Grundwasserstandrohre) abgeteuft. Nach Abschluss der 1 bis 6 Stunden dauernden Beregnung wurden die Messungen fortgeführt, um auch das Auslauf-Verhalten zu beobachten.

Die Abflussbildung an verschiedenen Standorten ist sehr unterschiedlich, Abflussmenge und Art des Abflusses variieren (Abb. 2). So entstand auf dem Gotthardpass sehr rasch Oberflächenabfluss, der schon nach 15 Minuten sein Maximum erreichte. Abfluss im Boden wurde nicht beobachtet. In Therwil wurden erste Abflüsse erst nach mehr als einer Stunde gemessen, das Maximum bei Versuchsende nach 5 Stunden. Ebenfalls stark verzögert setzten die Abflussprozesse im Boden ein, die allerdings mengenmässig kaum ins Gewicht fielen. Verzögert reagiert der Waldstandort Spreitenbach auf den Starkniederschlag. Nach einer halben Stunde wurde Abfluss auf der Oberfläche und im Boden festgestellt. Das Maximum wurde nach etwa zwei Stunden erreicht. Weder Oberflächenabfluss noch Abfluss im Boden entstand in Blauen, wo das Wasser bis in die verkarsteten Gesteinsschichten infiltrieren konnte.



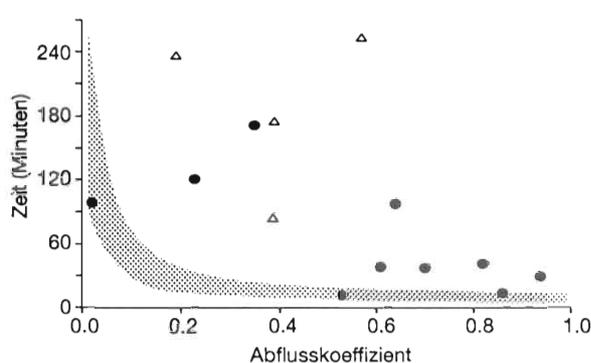
4 Bewähren sich die Annahmen der Schätzverfahren?

4.1 Laufzeitverfahren

Beim Laufzeitverfahren wird die Anlaufzeit nach unterschiedlichen Methoden bestimmt. Im einfachsten Fall wird sie gleich 5 Minuten gesetzt. Häufig werden jedoch die Formeln von Kirpich oder Izzard verwendet. Neben den Parametern Hanglänge, Rauigkeit, Gefälle und Niederschlagsintensität hängt die Anlaufzeit nach Izzard zusätzlich vom schwer zu bestimmenden Spitzenabflusskoeffizienten ab. In Abbildung 3 sind die nach Izzard berechneten Anlaufzeiten als Funktion des Spitzenabflusskoeffizienten den bei den Versuchen beobachteten Anlaufzeiten gegenübergestellt. Es besteht praktisch kein Zusammenhang, die beobachteten Anlaufzeiten sind bedeutend grösser als die berechneten. Dies hat wesentliche Konsequenzen auf die Grösse des berechneten Abflusses. Ist die tatsächliche Fliesszeit 20 Minuten statt 10 Minuten, so verringert sich nach ZELLER *et al.* (1977) die massgebende Niederschlagsintensität z.B. für Schänis beim 100jährigen Ereignis von 370 mm auf 220 mm um 40%. Bei einer noch stärkeren Verlängerung der Anlaufzeit ist die Reduktion der Niederschlagsintensität und damit des Abflusses noch grösser. Das bedeutet, dass mit dem Laufzeitverfahren die Abflüsse in natürlichen Einzugsgebieten meist wesentlich überschätzt werden.

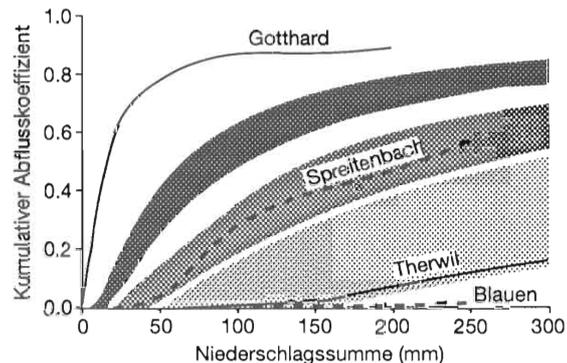
4.2 Das SCS-Verfahren

In Abbildung 4 sind die Resultate der Beregnungsversuche den Berechnungen des SCS-Verfahrens gegenübergestellt. Das SCS-Verfahren überstreicht einen ähnlichen Bereich, wie er auch beobachtet wird. Insofern ist das Verfahren realistisch. Der Abfluss in Spreitenbach im lockeren Wald wird gut erfasst. Auch der Versuch Therwil liegt im durch das SCS-Verfahren abgesteckten Bereich. Durch die Breite dieses Bereiches mit möglichen Abflusskoeffizienten



- Spitzenabflusskoeffizient während des Versuches
- ▲ Abflusskoeffizient zu Versuchsende oder nach 300 mm Niederschlag
- ▨ Anlaufzeiten nach Izzard für Hangneigungen zwischen 10 und 50% und Niederschlagsintensitäten von 50 bis 100 mm/h

Abb. 3. Die bei den Beregnungsversuchen gemessenen Anlaufzeiten in Abhängigkeit der ebenfalls gemessenen Spitzenabflusskoeffizienten und die nach Izzard berechneten Werte. Die Formel von Izzard wird oft für die Abschätzung der Anlaufzeit beim Laufzeitverfahren verwendet.



- ▨ SCS-Verfahren mit CN zwischen 79 und 86
- ▨ SCS-Verfahren mit CN zwischen 60 und 73
- ▨ SCS-Verfahren mit CN zwischen 30 und 58

Abb.4. Der Verlauf des Abflusskoeffizienten in Abhängigkeit des aufgetragenen Niederschlags bei den beschriebenen Beregnungsversuchen. Aufgrund der Bodenart und des Bewuchses weisen die Flächen Gotthard und Blauen CN-Werte zwischen 79 und 86 auf, Spreitenbach zwischen 60 und 73 und Therwil zwischen 30 und 58.

zwischen 0,14 und 0,52 ist die Aussage allerdings nicht sehr brauchbar. Die Flächen Gotthard und Blauen haben nach den Vorgaben von DVWK (1984) ähnliche CN-Werte zwischen 79 und 86. Die Messungen am Gotthard liegen aber weit oberhalb, diejenigen von Blauen weit unterhalb des vom SCS-Verfahren vorgegebenen Bereiches.

Vorgeschlagene Modifikationen des SCS-Verfahrens, wie die Verkleinerung der Anfangsverluste, verschieben die in Abbildung 4 dargestellten Kurven in Richtung höhere Abflüsse und können so im einzelnen Fall zu einer besseren Anpassung führen. Für langsam reagierende Böden würde dies aber eine Verschlechterung bedeuten.

Die aufgeführten Resultate beziehen sich auf kleine, homogene Flächen. Einzugsgebiete setzen sich aber meist aus verschiedenen Böden mit unterschiedlichem Bewuchs zusammen. In diesem Fall wird vorgeschlagen, mit gemitteltem CN-Wert zu rechnen. Es ist jedoch sinnvoller, verschiedene Böden getrennt zu behandeln, da im wesentlichen nur die rasch reagierenden, gerinnenahen Böden überhaupt zum Hochwasser beitragen.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass das SCS-Verfahren auf realistischeren Grundlagen beruht als das Laufzeitverfahren und einen weiteren Bereich der natürlich vorkommenden Streuung erfasst. Die beiden Parameter Bewuchs und Bodentyp reichen aber nicht aus, um das Abflussverhalten zu erfassen und einigermaßen zuverlässige Schätzungen zu erhalten.

4.3 Verfahren Kölla

Ein direkter Vergleich dieses Verfahrens mit den Berechnungsversuchen ist nicht möglich, da Flächen mit gleichem Aufbau je nach ihrem Abstand zum Gerinne unterschiedlich eingestuft werden und nur gerinnenahe Flächen zum Abfluss beitragen. Da auch bei grossen Niederschlägen von 100 mm und mehr gewisse Flächen noch nicht zum Abfluss beitragen, während andere einen entscheidenden Beitrag liefern, ist die Unterscheidung in beitragende und nicht beitragende Flächen sinnvoll. Die nach Kölla berechneten Anlaufzeiten sind sehr viel grösser als beim Laufzeitverfahren und deshalb realistischer. Das Verfahren stellt eine gute Näherung wesentlicher Prozesse dar. Es ist jedoch ein Schätzverfahren, das auf leicht zugänglichem Datenmaterial beruht, und entwickelt wurde, um die Reaktionsweise eines Gebietes und die Grössenordnung der zu erwartenden Abflüsse rasch abzuschätzen. Es kann daher eine detaillierte Analyse nicht ersetzen.

5 Konsequenzen aus den Berechnungsversuchen

Wie lassen sich die Resultate der Berechnungsversuche nutzen? Als erstes geben sie Aufschluss über die Vorgänge im und auf dem Boden bei extremen Niederschlagsereignissen. Die Vielfältigkeit und grundsätzlichen Unterschiede der Reaktionsweisen lassen erkennen, dass einfache Ansätze kaum genügen, das Abflussverhalten von natürlichen Böden zu erfassen. Während beim Versuch Gotthard nach kurzer Zeit der gesamte Niederschlag oberflächlich abfließt, steigt in Therwil der Abfluss kontinuierlich an, ohne dass stationäre Verhältnisse erreicht werden. In Spreitenbach wird zwar nach 2 Stunden ein stationärer Zustand erreicht, der Beitrag des lateralen Flusses im Boden liegt dabei in einer mit dem Oberflächenabfluss vergleichbaren Grössenordnung. In Blauen infiltriert der gesamte Niederschlag und fliesst unterirdisch ab.

Als zweites können die bei den Versuchen gemachten Messungen verwendet werden, um mit numerischen Simulationen auf der Basis von finiten Elementen die beobachteten Verhaltensweisen nachzurechnen und so besser zu verstehen. Das dafür verwendete Modell bildet neben dem gesättigten und ungesättigten Abfluss in der Bodenmatrix auch den Abfluss in Makroporen und bevorzugten Fliesswegen nach.

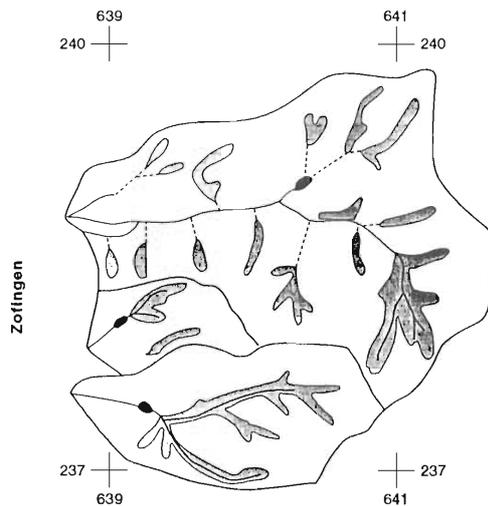


Abb. 5. Infolge der grossen Speicherfähigkeit des Bodens und des Untergrundes trägt im Einzugsgebiet des Dorfbachs in Zofingen nur ein kleiner Teil der Fläche (grau markiert) zum Hochwasserabfluss bei.

Die Berechnungsversuche zeigen eindrücklich, dass Infiltrationsrate und Speicherfähigkeit vieler Böden so gross sind, dass sie auch bei starken Niederschlägen keinen Beitrag zum Hochwasserabfluss leisten. Diese Erkenntnis kann eine Hochwasserabschätzung wesentlich modifizieren, wie das Beispiel Dorfbach in Zofingen zeigt. Der Untergrund dieses in den oberen Teilen recht steilen Gebietes besteht aus zerklüftetem und vergleichsweise durchlässigem Sandstein, der von einer sandigen Verwitterungsschicht bis zu 50 cm Mächtigkeit überdeckt ist. Darüber folgen sandige, leicht siltige Braunerden oder Parabraunerden. Hier ist kein Oberflächenabfluss zu erwarten und zahlreiche Quellen bezeugen, dass das Wasser unterirdisch abfließt. Die beitragende Fläche reduziert sich auf steile Hanglagen, die oft die Flanken eines Gerinnegrabens bilden (Abb. 5). Die mit diesen Flächen abgeschätzten geringen Abflussmengen wurden bei den intensiven Niederschlägen vom 18. und 19. Mai 1994, die im Kanton Aargau zu weiträumigen Überschwemmungen führten, bestätigt.

Eine andere Anwendung ergab sich bei den hydrologischen Abklärungen nach dem verheerenden Hochwasser der Saltina in Brig vom 24. 9. 1993. Die 26jährige Messreihe des Pegels an der Saltina war wegen der instabilen Strömung im Messquerschnitt stark gestört und für eine zuverlässige statistische Extrapolation auf seltene Ereignisse ungeeignet. Die Analyse der Hochwasser der letzten Jahrhunderte anhand von zeitgenössischen Berichten zeigte, dass Abflüsse in ähnlicher Grössenordnung wie 1993 schon früher aufgetreten sind, sie konnte aber die Frage nicht klären, wie gross die Wahrscheinlichkeit von noch extremeren Ereignissen ist. Die Saltina spricht nur schwach auf einzelne Gewitterregen an, grosse Hochwasser finden nach längeren, ausgiebigen Niederschlägen statt. Dies deutet auf grössere Bodenspeicher hin. Bei der Extrapolation auf seltene Hochwasserabflüsse muss die Grösse dieser Speicher berücksichtigt werden. Eine Klassifizierung der Böden des Einzugsgebietes zeigte, dass etwa 47% der Fläche aus speicherfähigem Material besteht, das kaum je Oberflächenabfluss liefert. 25% des Gebietes spricht nach ausgiebiger Beregnung an, und nur 28% reagiert relativ rasch. Auch bei noch grösseren Niederschlägen wie 1993 werden die Zonen mit grosser Speicherfähigkeit kaum gesättigt, was zu einer überproportionalen Erhöhung des Abflusses führen würde. Diese Einsicht ermöglichte eine zuverlässigere Extrapolation der Abflussmessreihen.

6 Zusammenfassung

Die Festlegung von Hochwasserabflüssen mit definierter Jährlichkeit bildet eine wesentliche Grundlage für jedes wasserbauliche Projekt, sie ist aber von zahlreichen Unsicherheiten begleitet. Berechnungsversuche zeigen, dass für die Grösse der Abflüsse noch wenig verstandene Prozesse im Boden und im Untergrund massgebend sind. Aufgrund hoher Infiltrationsraten und Speicherfähigkeit sind grosse Teile von natürlichen Einzugsgebieten auch bei Starkregen nicht aktiv. Das Ausscheiden solcher Zonen vereinfacht die Abflussberechnung. Für die rascher reagierenden Flächen ist kein einfaches Verfahren in Sicht, dazu sind die beobachteten Vorgänge zu komplex. Oft ist es jedoch möglich, die Ergebnisse der Berechnungsversuche von ähnlich aufgebauten Böden zu übertragen, vor allem wenn dank Simulationsrechnungen die wichtigsten Prozesse besser quantifiziert werden können.

7 Literatur

- DVWK, 1984: Arbeitsanleitung zur Anwendung von Niederschlag-Abfluss-Modellen in kleinen Einzugsgebieten, Teil II: Synthese. DVWK Regeln zur Wasserwirtschaft. Hamburg/Berlin, Paul Parey. 34 S.
- KÖLLA, E., 1987: Abschätzung von Spitzenabflüssen in kleinen natürlichen Einzugsgebieten der Schweiz. Schweiz. Ing. Archit. 33–34: 965–972.
- SCHULZ, R., 1982: Generalizing the use of the SCS stormflow model by soil moisture budgeting. Proc. Symp. Hydrolog. Research Basins. Sonderheft Landeshydrologie, Bern. 971–982.
- SNV 640351a, 1970: Oberflächenentwässerung von Strassen, Anlaufzeit. Schweizerische Normenvereinigung, 3 S.
- SNV 640352b, 1970: Oberflächenentwässerung von Strassen, Abflussmengen. Schweizerische Normenvereinigung. 6 S.
- ZELLER, J.; GEIGER, H.; RÖTHLISBERGER, G., 1977: Starkniederschläge des schweizerischen Alpen- und Alpenrandgebietes. Band 2. Birmensdorf, Eidgenössische Anstalt für das forstliche Versuchswesen. S. 2.39.
- ZELLER, J., 1981: Starkniederschläge und ihr Einfluss auf Hochwasserereignisse. Elemente zur Abschätzung der Hochwasserabflüsse. 2. Aufl. Ber. Eidgenöss. Forsch.anst. Wald Schnee Landsch. 126: 109 S.

Adresse der Autoren:

Dr. Felix Naef
Simon Scherrer
Andrew Faeh
Versuchsanstalt für Wasserbau
Hydrologie und Glaziologie
ETH Zentrum
CH-8092 Zürich